Environnement Canada Environment Canada

BULLETIN LE CO_2 ET LE CLIMAT

PÉRIODIQUE DE LA RECHERCHE SUR LE CHANGEMENT CLIMATIQUE

L'ANNÉE 2002 EN REVUE ÉVALUATION DES PROGRÈS DE LA RECHERCHE EN SCIENCE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE

Printemps 2004

Dans ce numéro...

1.0 Introduction 1
2.0 Composition de l'atmosphère ..1
3.0 Forçage radiatif.....4
4.0 Modèles.....5
5.0 Tendances.....8
6.0 Impacts 14
7.0 Politiques 17
Remerciements 20
Références.....21

1.0 INTRODUCTION

Réalisé dans le cadre d'un processus continu d'examen et d'évaluation de la littérature mené à la Direction de l'évaluation scientifique et de l'intégration des politiques du Service météorologique du Canada (SMC), ce numéro du bulletin *Le CO_2 et le climat* est une synthèse de quelque 285 importants articles et rapports scientifiques dans le domaine du changement climatique, qui ont été publiés en 2002 par des journaux à comité de lecture. Comme les précédentes, cette synthèse ne prétend pas être un bilan complet de l'état des connaissances scientifiques sur le changement climatique, mais se veut plutôt un bref résumé des derniers résultats de recherche. Pour avoir une évaluation plus complète de la science du changement climatique, le lecteur peut consulter le *Troisième rapport d'évaluation* (TRE) de 2001 du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat et les autres rapports spéciaux publiés par le GIEC ces dernières années[1-3]. On peut aussi trouver dans des numéros précédents du bulletin *Le CO_2 et le climat* des résumés d'articles de recherche publiés avant 2002. Les plus récents sont accessibles sur le site Web de l'évaluation scientifique du SMC, à l'adresse www.msc.ec.gc.ca/education/scienceofclimatechange.

Par souci de brièveté et d'utilité, la revue de la littérature de 2002 est basée sur un certain nombre d'articles représentatifs de la vaste gamme de nouvelles contributions à une meilleure compréhension de la science sous-jacente au problème du changement climatique. Du fait de la concision de la revue, le lecteur voudra peut-être consulter les documents indiqués en bibliographie, où il trouvera plus de détails sur les divers sujets et résultats abordés. Il ne fait pas de doute que certains articles importants n'auront pas été inclus dans la revue, soit par omission, soit faute d'un accès facile aux journaux dans lesquels ils sont parus. Nous nous excusons de tout ennui ou inconvénient que cela pourrait causer à leurs auteurs ou aux lecteurs.

2.0 COMPOSITION DE L'ATMOSPHÈRE

2.1 Dioxyde de carbone

En 2002, les concentrations atmosphériques de dioxyde de carbone (CO_2) ont atteint une moyenne planétaire d'environ 374 parties par million en volume (ppmv), soit une augmentation de 2,2 ppmv (0,6 %) par rapport à l'année précédente. Une analyse détaillée de carottes de glace prélevées dans l'Antarctique indique que la concentration actuelle est la plus importante jamais observée au cours des 420 000 dernières années et dépasse significativement le niveau enregistré au cours de la période préindustrielle de l'Holocène, soit 260 à 280 ppmv. Les concentrations de l'Holocène ont également enregistré une hausse de 20 ppmv il y a quelque 8000 ans. Des études menées à l'aide de modèles de la végétation laissent croire que cette

Évaluation Scientifique et Intégration • Service Météorologique du Canada (concours financier du Groupe de recherche et de développement énergétiques)
4905, rue Dufferin, Downsview (Ontario) M3H 5T4 • Téléphone: (416) 739-4432.

Canada

Le papier contient un minimum de 50% de fibres recyclées dont 10% de fibres recyclées après consommation

augmentation était probablement due aux émissions des océans, puisque les écosystèmes terrestres semblent avoir accumulé du carbone et donc extrait du CO_2 de l'atmosphère tout au long de l'Holocène. Bien qu'une analyse récente des sédiments d'un lac en haute altitude suggère que les concentrations de CO_2 peuvent également avoir atteint 360 ppmv il y a environ 2000 à 4500 ans, ces résultats vont à l'encontre des autres analyses, sont entachés d'une incertitude significative et n'ont pas été reproduits dans d'autres études[4-6].

Alors que les émissions de dioxyde de carbone provenant de la combustion de combustibles fossiles constituent la principale source d'augmentation des concentrations de dioxyde de carbone dans les dernières décennies, les activités liées à l'utilisation des terres et aux changements d'affectation des terres en sont, quant à elles, la deuxième source en importance. Les émissions associées à ces changements d'affectation des terres varient considérablement selon la nature du sol et des changements, le climat, et d'autres facteurs. Par exemple, la conversion de forêts ou de prairies en terres cultivées peut occasionner d'importantes pertes. Dans la même veine, des expériences effectuées dans des zones humides du Québec indiquent que l'extraction de la tourbe peut également modifier ces écosystèmes et les faire passer de puits à des sources significatives de CO_2. Cependant, de récentes études satellitaires indiquent que les émissions dues au déboisement ont pu être surestimées. Si c'est le cas, les puits terrestres nécessaires pour équilibrer le bilan mondial du carbone peuvent être inférieurs à

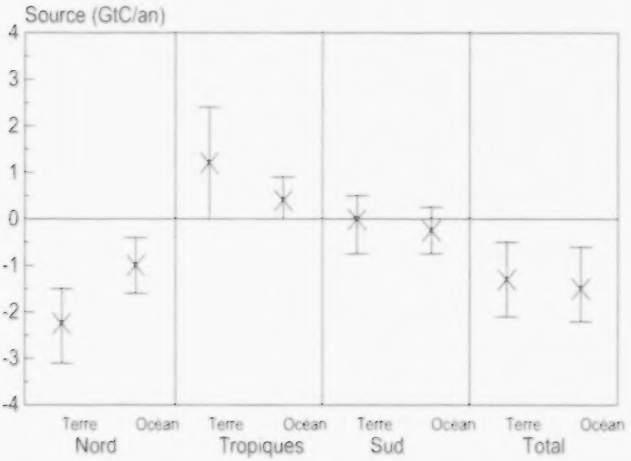

Figure 1. : Résultats de modélisation inverse des sources et puits de carbone, du flux moyen (x) et de la plage d'incertitude. Aggrégation régionale : terres du Nord (Amérique du Nord boréale, Amérique du Nord tempérée, Europe, Asie tempérée, Asie boréale), terres tropicales (Amériques tropicales, nord de l'Afrique, Asie tropicale), terres du Sud (Amérique du Sud, sud de l'Afrique, Australie), océan du Nord (Pacifique Nord, océan Boréal, Atlantique Nord), océan tropical (ouest du Pacifique tropical, est du Pacifique tropical, Atlantique tropical, océan Indien tropical), océan du sud (océan Austral, Atlantique Sud, sud de l'océan Indien). Adapté de Gurney et al. Réf. #13.

ce qu'on pensait. Ces puits peuvent être réalisés en convertissant des forêts en prairies ou des terres cultivées en forêts ou prairies. Des modifications aux habitudes d'utilisation des terres aux États-Unis, telles que l'augmentation du travail de conservation du sol ainsi que la réduction des cultures sur jachères et les conversions en prairies, ont déjà aidé à séquestrer quelque 21 millions de tonnes de carbone (MtC) par an ces dernières décennies[7-11].

Le réseau mondial des stations d'observation utilisé pour surveiller l'évolution des concentrations atmosphériques de dioxyde de carbone fournit également des données utiles sur la distribution régionale et temporelle des échanges naturels de CO2 avec l'atmosphère. Une étude conjointe récente, qui a utilisé 16 modèles de transport atmosphérique afin d'analyser ces données, a conclu que l'hémisphère Nord était un puits de carbone naturel significatif (absorption nette de dioxyde de carbone atmosphérique) au milieu des années 1990. Cette absorption de CO_2 semble avoir été distribuée très également entre les continents. En Amérique du Nord, les forêts tempérées auraient constitué un important puits de près de 0,8 milliard de tonnes de carbone (GtC) par année, alors que les régions boréales (surtout au Canada) semblent être une source négligeable. D'autres études indiquent que l'océan mondial est également un puits naturel pour le carbone, avec une moyenne d'environ 1,8 GtC/an au début des années 1990. La majeure partie de cette absorption par l'océan semble survenir principalement aux basses latitudes, et moins aux latitudes moyennes et élevées, contrairement à ce qu'on pensait autrefois. Ces données confortent l'idée d'un important puits de carbone terrestre aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. Cependant, au moins une partie de la variabilité quasi décennale des concentrations atmosphériques de CO_2 pourrait également être due à des changements de la circulation atmosphérique. La variabilité de cette circulation devrait donc être prise en considération lors de la reconstitution de la distribution des sources et des puits[12-14].

Un certain nombre de facteurs environnementaux influent de manière significative sur le rôle des écosystèmes terrestres comme sources et puits de dioxyde de carbone. Quelques-uns de ces facteurs diminuent la productivité écologique et, du même coup, réduisent l'importance des puits ou augmentent les sources. Par exemple, les émissions industrielles de SO_2 d'une fonderie de cuivre du Québec ont eu des répercussions importantes sur la productivité d'écosystèmes forestiers situés sous le vent de l'usine. De même, les effets néfastes de la hausse des concentrations d'ozone troposphérique semblent avoir annulé en grande partie l'augmentation passée de la croissance de forêts caducifoliées de la Nouvelle-Angleterre due à la fertilisation par le CO_2 et par l'azote. Dans des forêts boréales du sud du Canada, de nombreux agents de stress, notamment des infestations d'insectes et des dommages occasionnés par des cycles de gel/dégel plus fréquents que la normale, semblent avoir contribué à un dépérissement important des peupliers faux-trembles au cours des années 1990. Dans ces forêts, il y a également quelques indices qui laissent croire que les comportements des incendies de forêt sont influencés de manière significative par

les variations des conditions d'humidité en surface causées par des fluctuations de type ENSO de la circulation atmosphérique, contribuant ainsi à la variabilité pluriannuelle des flux de carbone régionaux[15-18].

Diverses études montrent encore que, de façon générale, une hausse des concentrations atmosphériques de CO_2, de même qu'un apport en azote, ont tendance à favoriser la croissance biologique d'un écosystème. Par exemple, un couvert fermé de liquidambars d'Amérique, exposé pendant une période de trois ans à l'air libre enrichi de CO_2, a enregistré une augmentation nette de 21 % de la production primaire nette (PPN). Toutefois, certains indices laissent également croire à une accélération du cycle du carbone. De même, les prairies exposées pendant une période prolongée à une atmosphère enrichie en CO_2, ainsi qu'à la fertilisation par l'azote, ont enregistré au début une augmentation significative de l'absorption nette du carbone. Cependant, des rétroactions non linéaires complexes entraînent le rejet du vieux carbone par l'écosystème, rejet qui augmente graduellement jusqu'à ce que la réponse nette devienne à terme non significative. Les effets fertilisants du CO_2 peuvent également avoir d'autres impacts indirects complexes qui limitent davantage la compréhension de l'influence nette. Par exemple, des données recueillies dans l'ouest de l'Amazonie indiquent que la forte augmentation de la croissance de plantes parasites ligneuses, telles que la liane, observée au cours des dernières années est probablement due aux effets fertilisants du CO_2. Toutefois, la forte croissance de ces plantes semble augmenter le risque de mortalité des arbres, ce qui entraîne des effets négatifs autant sur la biodiversité de l'écosystème que sur la capacité nette des puits de carbone des écosystèmes de l'Amazonie[19-21].

Le changement climatique à long terme constitue une autre influence importante sur le comportement d'un écosystème. Plusieurs études indiquent que le réchauffement de même que l'évolution des caractéristiques hydrologiques modifieront significativement les taux de décomposition du carbone dans les tourbières, ce qui aura un impact sur l'exportation du carbone organique dissous à partir des zones humides. De telles incidences du climat peuvent s'ajouter aux autres effets de la fertilisation par le CO_2, ou les contrebalancer. Par exemple, les changements prévus de la température, des précipitations et des concentrations atmosphériques de CO_2 au cours du prochain siècle auront très peu d'impacts sur les échanges nets de CO_2 des écosystèmes littoraux de la toundra situés à proximité de Barrow, en Alaska (qui sont actuellement un petit puits). Toutefois, les émissions de méthane augmenteront de manière significative. Si le réchauffement devenait plus élevé que prévu, la région deviendrait probablement une importante source de CO_2 et les émissions de méthane s'accroîtraient encore davantage[22-24].

De nombreuses études ont suggéré que le réchauffement améliorera significativement les taux de respiration des sols, et donc la perte en carbone. Cependant, les études menées sur des forêts caducifoliées de la Nouvelle-Angleterre indiquent que, lorsque ces sols des latitudes moyennes sont exposés à un climat plus chaud, les pertes de carbone peuvent durer moins longtemps, la quantité de carbone qui y est emmagasinée étant limitée. De plus, l'augmentation de l'apport en azote minéral causée par le réchauffement favoriserait la croissance et, par le fait même, l'absorption de carbone. Ceci suggère que l'ampleur des pertes de carbone par de tels sols a pu être surestimée dans les études connexes menées à l'aide de modèles, et que les modélisateurs doivent inclure soigneusement ces rétroactions non linéaires complexes et ces contraintes dans leurs simulations. En revanche, de récentes études menées dans le sud-ouest des États-Unis laissent croire également que l'invasion d'espèces ligneuses dans les prairies n'entraînerait pas nécessairement une hausse de l'absorption du carbone comme on le pensait. Dans les endroits relativement humides notamment, une augmentation du nombre d'espèces ligneuses semble diminuer le contenu en carbone du sol, et cette diminution compense les gains en carbone de la biomasse aérienne. De tels résultats nécessitent encore davantage de recherches[25-27].

D'après les données d'observation, les estimations de la variabilité interannuelle du puits de carbone océanique sont significativement plus élevées que celles prévues par les modèles de bilan du carbone. Les effets interactifs des tempêtes et d'oscillations de l'océan telles que l'ONA et l'ENSO, qui ne sont pas inclus dans les études par modélisation, peuvent jouer un rôle important dans cette variabilité[28-31].

2.2 Autres gaz à effet de serre

Bien que les concentrations atmosphériques planétaires de méthane aient augmenté tout au long des années 1980 et 1990, leur croissance a commencé à ralentir et à fluctuer de plus en plus d'une année à l'autre dans la seconde moitié de cette période. Elles ont même légèrement baissé en 2000 et sont restées à peu près stables, aux environs de 1790 ppmv, en 2001 et 2002. Les experts font cependant la mise en garde que, même si ces récentes tendances donnent à penser que les flux planétaires de méthane pourraient être en train de connaître des changements significatifs, ces derniers ne constituent peut-être pas une base solide à partir de laquelle projeter les tendances à venir[4,32].

Des mesures effectuées au-dessus de volcans de boue en Italie indiquent qu'ils pourraient être une autre source naturelle significative de méthane vers l'atmosphère, qui n'est généralement pas prise en compte dans les études sur le sujet. Cependant, les données recueillies à deux réservoirs hydroélectriques dans des régions boréales du nord de la Finlande montrent que ces réservoirs peuvent eux aussi rester des sources significatives de méthane et de CO_2 pendant des décennies après leur mise en eau[33-34].

Les hydrates de gaz naturel gelés constituent également un vaste réservoir de méthane qui, si des rétroactions du climat venaient à le libérer, pourrait causer une augmentation très

rapide des concentrations de ce gaz dans l'atmosphère. On considère comme très peu probable que cela se produise au cours du siècle à venir, mais il semble y en avoir eu des cas par le passé, et ces processus pourraient être moins improbables qu'on ne le pensait autrefois. Par exemple, de nouvelles données isotopiques haute résolution tirées de sédiments océaniques suggèrent qu'un réchauffement graduel de l'océan a pu déclencher la libération brutale de quelque 1200 GtC de méthane piégées dans des hydrates gelés sous le plancher océanique il y a environ 55 millions d'années, ce qui a fait monter de 8 °C en quelques milliers d'années les températures à la surface de la mer. D'autres études récentes indiquent que la base actuelle des réservoirs d'hydrates stables sous le fond de l'océan pourrait être très rugueuse, et donc risquerait plus de se détériorer sous l'action d'un réchauffement de l'océan qu'on ne le croyait jusqu'ici. Des expériences connexes donnent à penser qu'une fraction significative de la libération subite de méthane des hydrates des fonds marins survivrait à sa remontée vers la surface, et serait injectée dans l'atmosphère[35-39].

Les concentrations planétaires de N_2O ont augmenté d'en moyenne 0,2 %/an depuis 1981, et semblent maintenant supérieures d'environ 10 % aux valeurs de l'époque pré-industrielle, comme le montrent les données de carottes de glace pour les 1000 dernières années. Ces estimations sont inférieures à celles indiquées dans le dernier rapport d'évaluation du GIEC[40].

Des études menées avec des modèles de la chimie et du transport indiquent que la baisse des concentrations du radical OH (élément important dans la chimie tant du méthane que de l'ozone) au-dessus des environnements marins a largement contrebalancé leur augmentation sur les régions industrialisées; les concentrations planétaires sont ainsi restées remarquablement constantes au cours du dernier siècle[41].

3.0 FORÇAGE RADIATIF

3.1 Gaz à effet de serre

Bien que l'on pense que les changements futurs des concentrations atmosphériques de méthane et d'halocarbures n'auront sur le bilan radiatif planétaire qu'un impact relativement mineur comparativement à celui du CO_2, les concentrations d'ozone troposphérique pourraient ajouter plus de 1 W/m^2 au forçage net au cours du prochain siècle[42].

3.2 Émissions anthropiques d'aérosols

Des analyses d'enregistrements historiques montrent que les forçages radiatifs planétaires direct et indirect dus à l'augmentation des concentrations atmosphériques de sulfates ont pu respectivement passer de près de zéro et –0,17 W/m^2 en 1850 à –0,4 W/m^2 et –1,0 W/m^2 en 1990. D'autres études menées récemment à l'aide de données satellitaires et de simulations par modèle couplé du climat suggèrent des valeurs semblables du forçage indirect par les aérosols sulfatés, comprises entre -0,85 et –1,4 W/m^2. Ces effets des aérosols, très sensibles aux conditions régionales, sont particulièrement marqués, et souvent sous-estimés dans les régions à humidité élevée et albédo bas, mais beaucoup moindres en présence de nuages. Il faut donc disposer de modèles à résolutions temporelle et spatiale fines pour bien simuler les influences des aérosols sur les bilans radiatifs régionaux. La sensibilité du forçage indirect par les aérosols aux augmentations des concentrations a baissé avec la hausse de ces dernières, et la répartition géographique du forçage significatif s'est graduellement décalée avec le temps. Par exemple, les concentrations dans le monde industrialisé sont maintenant stabilisées ou à la baisse, alors que celles du sud-est de l'Asie et des régions adjacentes sont encore en train de monter[43-45].

Les aérosols de carbone noirs sont aussi un facteur significatif des récents changements du climat, pour ce qui est tant de la température que de la circulation. Des estimations récentes donnent à penser que le forçage planétaire net au sommet de l'atmosphère issu jusqu'ici du carbone noir pourrait atteindre +0,51 à +0,8 W/m^2. C'est quand les simulations des modèles prennent en compte les effets à la fois du carbone noir et des aérosols sulfatés que les événements climatiques récemment survenus en Asie du Sud-Est sont le mieux reproduits[46-48].

Des observations par satellite montrent que des concentrations d'aérosols plus élevées peuvent aussi accroître la présence de cristaux de glace dans les nuages bourgeonnants, ce qui fait augmenter l'humidité injectée dans la stratosphère[49].

L'analyse de données climatologiques recueillies dans les trois jours de vide de l'espace aérien qui ont suivi l'attaque terroriste du 11 septembre 2001 donne également à penser que les traînées de condensation des avions font baisser les températures maximales diurnes en réduisant la fraction de rayonnement solaire incident ,et font monter les températures minimales nocturnes. À eux seuls, ces processus peuvent avoir eu une contribution estimative de 1,1 °C au rétrécissement de l'amplitude thermique diurne constaté sur les États-Unis dans les dernières décennies[50].

3.3 Changement d'affectation des terres

Des études récentes suggèrent que les effets directs et indirects nets sur le climat de tous les changements historiques de l'affectation des terres auraient pu jouer dans le réchauffement planétaire observé dans les deux dernières décennies un rôle aussi important que le forçage net attribuable à la hausse des concentrations de gaz à effet de serre et d'aérosols. De plus, ces changements ont aussi pu être un facteur dans les changements récents de la circulation planétaire, et donc des extrêmes de température et de précipitations sur certaines régions terrestres. Cet état de choses rend donc encore plus compliqué d'attribuer le réchauffement récent à des causes précises, et vient nous rappeler l'importance d'inclure ce facteur dans les modélisations des climats futurs[51-52].

3.4 Forçages naturels

Des études sur les rapports entre le climat et le Soleil ont montré que les variations de la quantité de rayonnement solaire qui atteint la Terre ont influé sur le climat à des échelles de temps allant de la décennie au milliard d'années, mais que ce genre de réponse du climat semble toujours plus importante que ce à quoi on s'attendrait compte tenu de la valeur réelle du forçage solaire. L'analyse de récentes relations entre les taches solaires et le climat donne à penser que cette amplification peut dépasser un facteur de deux. Cet état de choses concorderait avec l'hypothèse qu'environ un tiers du réchauffement planétaire du dernier siècle serait attribuable au forçage solaire. Cependant, depuis une vingtaine d'années, ce forçage a été négatif et a donc contrebalancé le réchauffement récent, plutôt que d'y contribuer. Acquérir une meilleure compréhension de ces rétroactions aiderait à mieux modéliser la réponse du climat aux autres forçages radiatifs aussi[53,54].

Il faudrait une baisse de 1,4 % de l'irradiance solaire totale et une éruption volcanique du type Pinatubo tous les six ans pour contrebalancer les forçages anthropiques projetés par les scénarios SRES sur les deux prochaines décennies. Des forçages naturels de cette ampleur sont plausibles à une échelle de temps décennale, mais il serait extrêmement improbable qu'ils se poursuivent sur une période de l'ordre du siècle. Cette situation concorde avec les anciens écrits sur des états du ciel historiques, qui donnent à penser que la charge atmosphérique d'aérosols volcaniques, moyennée sur de longues périodes, est restée relativement constante depuis l'an 300 avant J.-C[55,56].

3.5 Forçage radiatif net

On dispose maintenant d'estimations de l'intensité de nombre des divers types de forçages anthropiques et naturels qui ont influé sur le système climatique planétaire au cours du dernier siècle. Une étude récente sur les effets combinés de tous les changements, anthropiques comme naturels, des aérosols suggère un forçage planétaire négatif net de –0,19 W/m^2. Cependant, la plupart des facteurs qui y contribuent sont entachés de fortes incertitudes, et d'autres auteurs objectent que leurs effets combinés ne sauraient simplement pas être additionnés[57].

Du point de vue des probabilités, les experts estiment qu'il y a une probabilité de 75 à 97 % que l'effet radiatif net de tous les forçages, anthropiques comme naturels, intervenus au cours du dernier siècle ait été positif, avec une estimation médiane nette située entre 0,94 et 1,39 W/m^2. Il reste donc une possibilité finie de 3 à 25 % qu'un très fort effet direct et indirect net des aérosols a plus que contrebalancé ceux dus aux augmentations des concentrations de gaz à effet de serre, induisant un effet planétaire net de refroidissement. Si c'était le cas, la totalité du réchauffement du dernier siècle serait due à la variabilité naturelle du climat plutôt qu'au forçage climatique. Cependant, d'autres font remarquer que les effets de types différents de forçages par les aérosols peuvent largement se compenser, et estiment que le forçage net dû aux changements historiques de tous les aérosols anthropiques pourrait n'être que de l'ordre de –0,39 à –0,78 W/m^2 [47,58].

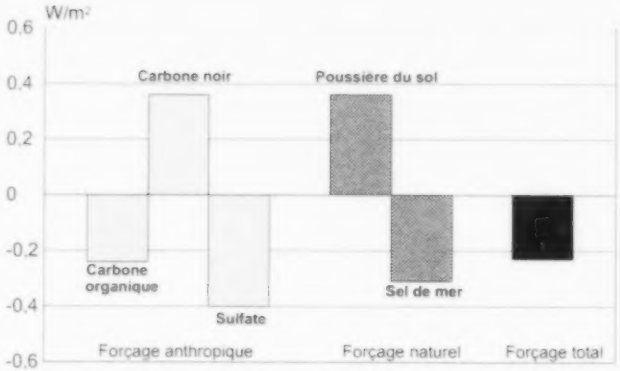

Figure 2. Moyenne globale annuelle de forçage radiatif direct à aérosols en W/m^2. Adaptation de Takemura et coll., n° de réf. 57.

4.0 MODÈLES

4.1. Processus et développement des modèles

4.1.1 Processus en jeu dans l'atmosphère

De récentes modélisations simulent une forte rétroaction de la vapeur d'eau aux forçages radiatifs, rétroaction qui est relativement insensible à la résolution verticale du modèle ou au schéma de nuages utilisé. Ces résultats vont à l'encontre des arguments avancés par certains sceptiques. Les simulations de la réponse du climat à l'éruption du mont Pinatubo en 1991 suggère que la rétroaction de la vapeur d'eau a renforcé de 60 % le forçage initial des aérosols, ce qui concorde avec les valeurs projetées par la plupart des modélisations d'un effet de serre accru. Cependant, certains font la mise en garde que les forçages des aérosols et des gaz à effet de serre sont de natures différentes, et ne peuvent donc pas être directement comparés[59-61].

Plusieurs experts ont fait remarquer que les effets de rétroaction des nuages élevés dus au changement climatique pourraient être négatifs, plutôt que positifs, sur le Pacifique. Toutefois, les indications de nouvelles données recueillies par satellite donnent à penser que ces arguments reposent sur des sous-estimations tant de la réflexion de l'énergie solaire incidente que de l'augmentation du rayonnement sortant due aux nuages en enclume[62,63].

Les données satellitaires montrent aussi des tendances des composantes entrante et sortante des flux radiatifs sur les

régions tropicales/subtropicales (40 °S à 40 °N) depuis 1985 qui ne correspondent pas à ce qu'on attendrait en réponse à un renforcement de l'effet de serre. Ces tendances semblent plutôt liées à un cycle naturel de 24 ans de la nébulosité sur la région. Ce genre de variabilité à long terme d'éléments critiques du système planétaire vient compliquer encore plus l'attribution des tendances récentes à des forçages externes[64-65].

Des études indiquent que les processus physiques, chimiques et dynamiques en jeu dans la basse stratosphère apportent aussi d'importantes rétroactions au changement climatique. L'activité des ondes planétaires entraîne de grandes différences de ces rétroactions entre l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud, surtout dans les régions polaires. Ne pas avoir adéquatement pris en compte ces différences semble avoir fait surestimer les risques de formation de trous d'ozone dans l'Arctique au cours des prochaines décennies[66].

La fréquence d'épisodes d'appauvrissement de l'ozone dans la basse troposphère de l'extrême-Arctique canadien au printemps a augmenté significativement depuis 1966. Cet état de choses pourrait être attribuable à un accroissement des libérations de brome par les chenaux d'eau libre dans la glace de mer de l'Arctique, et donc être indirectement lié au changement climatique[67].

4.1.2 Processus en jeu sur les terres.

Il y a encore des différences marquées de complexité et de performance dans les schémas de paramétrisation de la surface des terres utilisés dans les modèles couplés du climat. Des tests comparatifs de certains de ces schémas sur un paysage froid de Russie ont montré que les schémas plus complexes avaient en général une meilleure performance. Les schémas sans résistance de la surface à l'évapotranspiration avaient une performance particulièrement mauvaise. L'inclusion de rétroactions bidirectionnelles dans les schémas ne semblait pas les faire mieux concorder. Le schéma canadien, CLASS, a par la suite été amélioré pour inclure les processus des flux du carbone et de l'azote dans l'écosystème, ce qui lui permet de réagir interactivement aux changements transitoires des concentrations atmosphériques de CO_2 et aux fluctuations du climat. Des tests de validation menés sur des sites boréaux montrent que cette version améliorée de CLASS peut expliquer 86 % des flux de carbone à un site de peupliers faux trembles, mais seulement 54 % à un site d'épinettes noires. Cette baisse de la performance pourrait tenir à une variabilité spatiale de la végétation et des sols au site, ainsi qu'au rôle des flux de sol, paramètres dont aucun n'est correctement rendu dans le modèle. Les experts avancent que les futurs schémas de classification des terres devraient faire fond sur ceux qui ont actuellement une bonne performance, et que les modélisateurs doivent accorder beaucoup plus d'attention à la complexité des rétroactions des flux de carbone, comme ceux qui sont liés à la variabilité spatiale, à la respiration du sol et au recyclage des nutriments. De même, l'effet indirect qu'a sur l'albédo de la surface la réponse de la végétation à des climats plus doux, effet qui est particulièrement important aux latitudes moyennes à élevées, doit être intégré dans les modèles[27,68-70].

Bien que de nombreuses études aient indiqué que des concentrations plus élevées de CO_2 feraient baisser la perte par évapotranspiration par unité de surface foliaire, les augmentations de l'indice de surface foliaire peuvent faire plus que contrebalancer cette réduction. C'est pourquoi des concentrations de CO_2 plus élevées pourraient n'avoir que peu d'effet sur l'évapotranspiration à l'échelle planétaire[71].

4.1.3 Processus en jeu dans l'océan

Les modèles de la glace de mer qui incluent l'influence sur les processus océaniques du rejet de saumure pendant la prise de la glace montrent une meilleure simulation des processus thermohalins dans les eaux sous-jacentes. De même, l'inclusion de schémas thermodynamiques multi-couches augmente la sensibilité du volume de la glace au forçage radiatif, alors que l'ajout de la dynamique de la glace réduit la sensibilité globale du système climatique[72].

4.1.4 Développement des modèles

L'étroite corrélation entre l'évolution qu'ont connues depuis 40 ans la modélisation du climat et les technologies informatiques témoigne de l'importance de la puissance de calcul dans la modélisation complexe. Il ne faudrait cependant pas négliger l'importance des pressions exercées pour avoir des réponses à des questions liées aux politiques. Celles-ci ont eu pour effet une tiraillement sans précédent entre la fourniture rapide de résultats de modélisation et la crédibilité de ces résultats. Ce tiraillement a été en partie résolu par l'utilisation de modèles divers, allant de simples schémas à des systèmes sophistiqués très complexes à haute résolution. Ces derniers sont indispensables pour simuler en détail les complexités des processus atmosphériques et océaniques en jeu dans le système climatique, mais sont très coûteux à exploiter et, à bien des égards, ne conviennent pas pour étudier les détails régionaux des simulations du climat ou les incertitudes des modèles. Comme l'ont montré des tests récemment menés avec les MCR du Canada et du centre Hadley, ces modèles des climats régionaux peuvent être efficacement utilisés pour ramener à une échelle plus petite les sorties des modèles globaux, en donnant plus d'importance aux détails régionaux inclus dans les simulations. Des modèles de complexité intermédiaire du système terrestre (MCIST) ont maintenant vu le jour, comme outil complémentaire pour aider à étudier les questions de variabilité à long terme et d'incertitude. Ces modèles sacrifient la résolution et la complexité au profit d'une intégration complète d'éléments climatiques qui sont importants dans ces réponses à long terme. Les MCIST plus avancés ont maintenant pour cœur des modèles couplés du climat[73-77].

Les experts s'entendent sur le fait que la diversité entre les modèles couplés du climat découlant des différences dans les schémas de paramétrisation aide à mieux comprendre les processus climatiques. Cependant, les différences entre certains

modèles américains dues à la diversité des techniques de programmation informatiques et de manipulation des données constituent un problème, et devraient être réduites en introduisant une certaine normalisation entre modèles[78].

De récentes comparaisons de la performance d'un grand nombre de modèles couplés du climat ont donné des résultats encourageants, malgré la persistance d'écarts significatifs. La plupart des modèles ont encore de la difficulté à bien simuler le comportement de l'ENSO et de téléconnexions climatiques apparentées, et rendent mal le comportement des cyclones hivernaux dans certaines régions, comme sous le vent des montagnes. Ils ont aussi tendance à sous-estimer considérablement les fréquences des cyclones et anticyclones sur l'Amérique du Nord, surtout pour ce qui est des événements plus intenses. En général, les simulations de la variabilité interannuelle du climat concordent bien avec les observations, mais avec des différences considérables entre les modèles. On note aussi une surestimation persistante de la variabilité des températures aux basses latitudes. Pour l'Arctique, les modèles couplés du climat réussissent généralement à mieux simuler les nuages que les MCG de l'atmosphère, mais ce n'est pas le cas pour de nombreux autres aspects des sorties de climats régionaux. Cet état de choses semble dû en grande partie aux incertitudes qui s'ajoutent avec les rétroactions de la glace de mer, lesquelles ne sont pas incluses dans les MCGA. Cependant, les chercheurs font la mise en garde que les enregistrements observationnels sont eux aussi loin d'être parfaits. C'est pourquoi les écarts entre les climats observés et prévus pourraient être imputables à des erreurs dans les données plutôt qu'à une mauvaise performance du modèle[79-83].

Les simulations effectuées avec les modèles HadCM2 et HadCM3 montrent des tendances régionales et une variabilité du climat à l'échelle séculaire très semblables à celles qu'on a observées, mais ont fait preuve de sur-prédiction pour les précipitations de saison froide sur l'hémisphère Nord. Les passes de contrôle montrent quelques petits biais régionaux dans la température et une variabilité interdécennale généralement beaucoup plus faible que ce qui a été observé. L'absence d'ajustement de flux dans le HadCM3 n'a pas entraîné de grandes différences dans les résultats. En même temps, les simulations du modèle canadien de l'atmosphère moyenne montrent un bon accord avec les données observées pour cette région de l'atmosphère[64,84-86].

4.2 Simulations et projections des modèles

En général, les modèles couplés du climat montrent une sensibilité du climat au forçage radiatif se situant entre 1,7 et 4,2 °C par doublement des concentrations de CO_2, et une réponse transitoire planétaire moyenne de 1,3 à 2,3 °C au moment du doublement du CO_2. Pour la plupart des modèles, la variabilité interannuelle de la température baisse aussi en hiver sur les régions extratropicales de l'hémisphère Nord et sur les hautes latitudes de l'océan Austral, et augmente en été sur les régions terrestres des basses latitudes et sur les latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. En général, les modèles projettent une augmentation des précipitations, une fraction plus importante des précipitations sur les terres survenant sous la forme d'épisodes forts ou extrêmes. La plupart des modèles, mais pas tous, projettent généralement une augmentation de la variabilité des précipitations lorsque les valeurs moyennes montent. Plusieurs simulations ont indiqué que, au moment du doublement du CO_2, le désert du Sahara se sera décalé vers le nord d'environ 0,55° de latitude, et sera devenu significativement plus chaud et plus sec. Dans les climats futurs, il pourrait y avoir un régime de type El Niño plus prononcé. Cet état de choses est dû à des interactions complexes entre les taux de réchauffement différentiels des régions est et ouest du Pacifique tropical et des changements connexes dans la nébulosité, les précipitations et les circulations atmosphérique et océanique. Divers modèles suggèrent aussi un renforcement de la phase positive de l'Oscillation arctique dans des climats plus chauds[81,87-92].

Les effets combinés des forçages naturels et anthropiques intervenus jusqu'ici semblent avoir déjà condamné la Terre à un réchauffement supplémentaire de 0,5 °C au cours des 50 prochaines années. Des études du GISS projettent que le forçage additionnel d'un scénario SRES typique y ajouterait encore environ 1,5 °C d'ici 2050. Cet effet supplémentaire pourrait être réduit de 50 % si l'on réussissait à stabiliser les concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre dans les prochaines décennies. Par comparaison, les études menées avec le modèle du Royaume-Uni suggèrent une probabilité de 90 % que le réchauffement qui se produirait dans les 30 prochaines années dans le cadre d'un scénario d'émissions de type SRES soit situé entre 0,3 °C et 1,3 °C, et atteigne 1,2 à 6,9 °C d'ici 2100. En 2100, la glace de mer de l'Arctique pourrait disparaître complètement à la fin de l'été. Une autre étude de type Monte Carlo utilisant un modèle simple pour entreprendre 25 000 simulations de futurs plausibles a estimé qu'il y avait un risque de 40 % que le réchauffement dépasse 5,8 ∞C d'ici 2100 (soit la limite haute de la plage de réchauffement planétaire plausible estimée par le TRE du GIEC), mais seulement une probabilité de 5 % qu'il soit inférieur à 1,4 °C (limite basse de la plage du GIEC). Cependant, d'autres auteurs mettent en garde que ces projections probabilistes, bien que fort utiles pour les responsables de politiques, ne rendent peut-être pas pleinement la totalité des incertitudes[93-97].

Si le système planétaire de circulation thermohaline s'effondrait brutalement aujourd'hui (en l'absence de forçage planétaire), l'hémisphère Nord se refroidirait d'environ 1 ou 2 °C, ce qui entraînerait un assèchement des sols et une réduction de la productivité primaire nette (PPN) par rapport aux conditions climatiques actuelles. Une grande partie de l'hémisphère Sud subirait aussi un léger refroidissement. Cependant, certaines régions pourraient connaître un réchauffement atteignant jusqu'à 8 °C[98].

5.0 TENDANCES

5.1 Les 400 000 dernières années

5.1.1 Cycles glaciaire-interglaciaire

Des études paléoclimatologiques ont indiqué que des changements de l'orbite de la Terre pourraient être un mécanisme clé du déclenchement des cycles glaciaire-interglaciaire. Cependant, les réponses qu'ils induisent dans les concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre et dans les albédos en surface sont des mécanismes de rétroaction positive importants, qui amplifient significativement le forçage orbital initial. Les analyses de carottes de glace montrent que la réponse de cette rétroaction des gaz à effet de serre a à peu près coïncidé avec des changements des climats de l'Antarctique, au moins pendant les quatre derniers cycles glaciaire-interglaciaire. Dans l'hémisphère Nord, l'inertie de l'inlandsis semble avoir retardé la réponse du climat au forçage orbital de plusieurs millénaires par rapport à l'Antarctique. Les processus en jeu dans ces changements climatiques d'échelle millénaire sont donc très complexes, et peuvent différer d'un hémisphère à l'autre. Les processus eux-mêmes peuvent différer d'un cycle au suivant, ce qui donne à penser que les événements du passé ne seraient pas nécessairement de bons analogues pour le présent interglaciaire. Les interglaciaires passés ont aussi pu être significativement plus longs que les 10 000 ans qu'on leur attribuait autrefois. Certains auteurs avancent que l'interglaciaire actuel pourrait, en fait, durer encore 50 000 ans. Les facteurs humains peuvent atténuer davantage, voire empêcher, la prochaine reglaciation, ce qui marquerait le début de l'ère « Anthropocène » du climat de la Terre[99-103].

5.1.2 Anomalies climatiques brutales

Les anomalies brutales du climat planétaire qui ont marqué la dernière glaciation étaient probablement liées à de grands changements du système de circulation thermohaline (CTH) de l'Atlantique, par le biais de rétroactions de l'atmosphère et de l'océan. Les changements de la CTH ont pu eux-mêmes être déclenchés par de relativement petites altérations des processus hydrologiques terrestres liées aux inlandsis, surtout pendant les périodes de volume intermédiaire de la glace. Certaines des anomalies brutales sont survenues à intervalles réguliers. Les événements de Dansgaard-Oeschger, par exemple, sont revenus presque tous les 1500 ans. Ces événements étaient généralement plus rapides mais plus courts pendant les périodes de fort volume de glace, et plus lents mais plus longs dans les périodes de volume faible. Au stade intermédiaire, un événement pouvait aider à déclencher le suivant. Sous le climat de l'Holocène, avec un volume de glace terrestre bas, le climat est resté remarquablement stable. Il semble y avoir aussi des liens entre les anomalies climatiques brutales du climat et le comportement du Pacifique tropical. Bien que la plupart des études suggèrent que les changements importants de la CTH soient probablement déclenchés par un forçage externe, solaire ou autre, il est aussi plausible qu'elles puissent se produire spontanément[104-109].

5.2 Présent interglaciaire

5.2.1 Holocène

Même si les climats planétaires semblent avoir été très stables depuis l'optimum climatique d'il y a environ 8 000 ans, l'inlandsis de l'Antarctique de l'Ouest pourrait ne pas être encore en équilibre avec le climat de l'actuel interglaciaire. Au moins une partie du bilan négatif de l'inlandsis dans cette région, et des élévations du niveau marin qui l'accompagnent, pourrait donc être due à des processus naturels d'échelle millénaire[110-111].

Des enregistrements fournis par des sédiments prélevés dans le sud de l'Équateur indiquent que le comportement de l'ENSO a varié significativement au cours des 12 000 dernières années. La dynamique interne de l'ENSO semble générer une oscillation interne à long terme (2000 ans) de la fréquence des épisodes El Niño. Pourtant, le forçage solaire externe a pu être un facteur de la baisse générale de fréquence des 1200 dernières années[112].

5.2.2 Le dernier millénaire

Diverses sources de données substitutives provenant des terres, des océans et de la cryosphère peuvent constituer des indicateurs utiles des climats passés. Cependant, reconstruire des climats à partir de ces données est un exercice complexe, qui doit être entrepris avec précaution. Les rapports Sr/Ca dans les coraux peuvent, par exemple, être un bon indicateur de la température dans certaines régions. Pourtant, dans les coraux d'eau froide du large du Massachusetts, ces rapports semblent très influencés par l'effet des symbiontes algaux.

Les données des trous de sondage sont utiles pour identifier les tendances à long terme du climat. Une récente étude canadienne ainsi menée indique par exemple qu'une grande partie du pays a connu une longue période de températures fraîches pendant la plus grande partie du dernier millénaire, le réchauffement généralisé en surface commençant aux XVIIIe et XIXe siècles. Ce réchauffement a débuté plus tard dans l'ouest du Canada que dans l'est, mais y a été plus prononcé. Toutefois, dans le cas des trous de sondage, le signal climatique est une réponse à des changements qui ont pris place dans le bilan énergétique en surface plutôt que dans les températures, et ne sont donc pas directement comparables à des données substitutives reposant sur la température. En outre, les données de trous de sondage ont plus de difficulté à rendre les fluctuations d'échelle décennale du climat. Il faut donc prendre soin de valider toutes les reconstructions en les comparant aux enregistrements observationnels. De plus, comme chaque type de données substitutives a ses avantages et ses limites propres, il est plus intéressant d'utiliser un ensemble de données substitutives multiples pour reconstruire des climats[113-117].

Les données substitutives des cernes de croissance des arbres (dendrochronologiques) donnent à penser que la côte ouest de la Nouvelle-Zélande a connu deux courtes (~50 ans) périodes de réchauffement régional aux XII[e] et XIII[e] siècles, d'une intensité comparable à celle des dernières décennies. Une autre étude faisant intervenir une analyse plus exhaustive de données dendrochronologiques pour 14 sites des latitudes moyennes de l'hémisphère Nord suggère que le dernier millénaire a en moyenne été plus frais et plus variable sur les régions terrestres que ne l'indiquaient les études antérieures. Elle porte aussi à croire que l'optimum médiéval a été un phénomène de grande échelle sur les régions terrestres des latitudes moyennes, avec des températures qui rivalisent les moyennes du XX[e] siècle. Cependant, cette analyse n'incluait pas le réchauffement anormal des dernières décennies, ni ne prenait en compte les climats des tropiques, des latitudes élevées ou des régions océaniques. D'autres études ont indiqué que, quand ces éléments sont pris en considération, les années 1990 sont la décennie la plus chaude, et le XX[e] siècle le siècle le plus chaud des 1200 dernières années[118-120].

Dans certaines régions, les données dendrochronologiques peuvent aussi servir pour reconstruire l'humidité passée. Dans le sud du Manitoba, par exemple, elles indiquent que des sécheresses à grande échelle, dépassant tout ce qu'on a connu au cours du dernier siècle, se sont produites dans les siècles antérieurs et que, dans les 200 dernières années, l'humidité a été relativement stable par rapport à la variabilité des époques précédentes[121].

5.3 Le dernier siècle

5.3.1 Méthodologies de reconstruction de climats

Pour les experts, il devient urgent de disposer d'un système d'observation planétaire exhaustif, conçu en fonction des études du changement climatique et de problèmes connexes, qui remplacerait le présent assortiment hétérogène de données recueillies à d'autres fins. Augmenter la densité spatiale des réseaux d'observation peut aussi aider à mieux comprendre les distributions spatiales des variations du climat et les corréler à des fluctuations climatiques de grande échelle. Les experts soulignent en outre que, comme les données existantes sont souvent contaminées et présentent des lacunes significatives, il faut veiller à corriger ces déficiences avant de se fier aux données pour effectuer des analyses exactes des tendances. Au Canada, par exemple, des travaux récents entrepris pour mieux homogénéiser les enregistrements des températures quotidiennes ont débouché sur des ajustements significatifs des valeurs des températures maximales et minimales moyennes annuelles. On a aussi des indications que les données provenant de stations climatologiques automatiques présentent des biais variables des températures et des précipitations par rapport à celles de stations avec personnel situées à proximité. Pour les stations canadiennes, ces biais étaient en moyenne d'environ +0,2 °C pour la température et pouvaient atteindre –13 % pour des observations de précipitations modérées à fortes. Il est donc essentiel de disposer d'enregistrements observationnels chevauchants si l'on veut pouvoir utiliser dans les analyses de tendances les données des stations climatologiques à long terme qui ont été automatisées[122-125].

5.3.2 Température

L'analyse des températures radiatives en surface tirées des données satellitaires montre que les températures planétaires moyennes à la surface du sol ont monté de 0,43 °C/décennie depuis 1982, et que l'amplitude thermique diurne (ATD) a diminué de 0,16 °C/décennie. Ces résultats concordent étroitement avec ceux pour la température de l'air en surface basée sur les données de stations climatologiques, mais sont significativement plus élevés que ceux obtenus pour la basse atmosphère à partir d'études des données hyperfréquences des satellites. Cette différence dans les tendances de la température n'est pas apparente dans les tendances moyennes pour des enregistrements plus longs, et pourrait donc être liée à des changements des gradients de la basse atmosphère, qui ont baissé avant 1979, et ré-augmenté depuis. Il persiste des incertitudes quant aux causes de ces changements interdécennaux des gradients. La diminution observée de l'ATD est probablement imputable à une augmentation d'échelle planétaire de la nébulosité et des processus connexes en jeu sur les terres. Des chercheurs font remarquer que, bien que les changements de la nébulosité puissent être une réaction à des forçages anthropiques passés, les modèles sous-estiment significativement l'ampleur de cette réponse. D'autres, par contre, maintiennent que les tendances récentes de la température pourraient, au moins en partie, être causées par des facteurs autres que le forçage des gaz à effet de serre, et que la sensibilité du système climatique à ce forçage aurait donc pu être surestimée[126-129].

Les régimes spatiaux et temporels des tendances observées dans les climats régionaux sont variés et complexes. Par exemple, la péninsule Antarctique s'est réchauffée rapidement dans les dernières décennies, alors que d'autres régions de l'Antarctique se sont refroidies. Par contraste, les températures moyennes de l'air dans l'Arctique ont très peu changé entre 1950 et 1990, puis ont monté significativement dans la dernière décennie. Comme les vents dans l'Arctique semblent avoir baissé eux aussi, les refroidissements éoliens ont remonté encore plus que les températures réelles, surtout dans l'ouest de l'Arctique. Contrairement aux attentes, une étude suggère qu'il ne semble pas y avoir dans les données sur l'Arctique d'indication d'une amplification polaire des changements planétaires des températures. Cependant, des experts font remarquer que, vu la rareté des données dans ces régions polaires complexes, de telles conclusions doivent être prises avec circonspection. Ailleurs, les observations récentes indiquent que les températures en Colombie-Britannique ont monté d'entre 0,5 et 1,7 °C au cours du dernier siècle (le réchauffement étant le plus élevé au printemps) et que celles du nord-est des États-Unis ont baissé dans les dernières décennies. Des modélisations suggèrent que cet état de choses pourrait être lié à une augmentation de l'hu-

midité advectée dans la région par un océan Pacifique tropical plus chaud, ce qui contribue à accroître la nébulosité[130-137].

Les tendances des profils des températures du sol indiquent aussi que la lithosphère continentale de la Terre se réchauffe. Les 9,1 x 1021 joules de chaleur supplémentaire qui y ont été stockés dans les 50 dernières années se comparent au contenu thermique tant de l'atmosphère que de la cryosphère, et sont d'un ordre de grandeur inférieurs à celui des océans. Cet état de choses indique que tous les éléments du système climatique planétaire sont en train de se réchauffer[138].

5.3.3 Hydrologie

Le cycle hydrologique planétaire a un comportement complexe et régionalement variable. Les effets combinés d'une augmentation de la nébulosité et d'une baisse de l'amplitude thermique diurne, par exemple, ont pu faire baisser l'évaporation en surface à de nombreux endroits, malgré une hausse des températures planétaires moyennes. L'accroissement des différences entre les températures de surface de l'océan Indien et de l'ouest du Pacifique tropical et celles de l'est du Pacifique tropical a aussi pu contribuer à aggraver les conditions de sécheresse sur les terres des latitudes moyennes de l'hémisphère Nord dans les dernières années. En même temps, les effets combinés des sécheresses graves et de l'aménagement du fleuve ont fait augmenter la salinité de l'eau dans l'embouchure du Mississippi, ce qui a abaissé la productivité végétale du delta et donc fait croître le risque d'érosion[139-141].

Au Canada, les précipitations moyennes sur le sud de la Colombie-Britannique ont augmenté de 2 à 4 %/décennie au cours du dernier siècle. Dans les cours d'eau de la région, le ruissellement printanier est survenu plus tôt; on a donc constaté une augmentation des débits au début du printemps, mais une baisse pendant presque tout le reste de l'année. Les débits annuels des cours d'eau ont généralement augmenté substantiellement au Yukon et dans les montagnes du nord de la Colombie-Britannique, mais baissé dans les Prairies. Le bassin versant de l'ouest de la baie d'Hudson montre aussi une accentuation des débits dans le nord, mais une baisse des apports des rivières situées plus au sud dans le centre du Manitoba. La région du bassin des Grands Lacs a connu ces dernières décennies un accroissement des précipitations automnales, probablement dû à un accroissement de l'advection de masses d'air tropical chaud sur la région. Les précipitations ont également augmenté depuis 30 ans sur l'est du Canada. Cependant, au cours de la même période, la recharge des eaux souterraines dans l'est semble avoir diminué. En même temps, dans les Territoires du Nord-Ouest et au Nunavut, la crue printanière survient plus tôt, mais on ne note pas de tendance dans le volume des écoulements des cours d'eau[130,142-146].

Des paléo-enregistrements pour plusieurs sites du Manitoba montrent des indications de quelques années extrêmement sèches entre 1670 et 1775. Cet état de choses nous rappelle que les données hydrométriques du XX^{e} siècle ne fournissent peut-être pas une base de référence exacte pour définir les risques naturels de sécheresse dans les conditions climatiques présentes[121].

5.3.4 Cryosphère

Les inlandsis de l'Antarctique ne semblent pas encore avoir atteint un équilibre avec le climat de Holocène, ce qui rend plus difficile de prédire leur réponse future au changement climatique. Les processus intervenant dans les changements du bilan massique d'un inlandsis sont eux aussi complexes. Par exemple, de récentes données d'interférométrie radar sur les glaciers émissaires des inlandsis de l'Antarctique indiquent qu'à la fois des rétroactions positives dans les processus de récession des glaciers et des changements des températures de l'océan peuvent contribuer à faire augmenter le taux de fonte basale de ces glaciers. Ces facteurs peuvent jouer dans la dynamique et la décomposition du glacier un rôle beaucoup plus important que la fonte en surface de l'inlandsis. Les plates-formes de glace le long de la péninsule Antarctique semblent également se dégrader rapidement. Certains de ces changements pourraient n'avoir pas de précédent depuis le début du présent interglaciaire, il y a quelque 10 000 ans. Au Groenland, des études de l'inlandsis montrent que la percolation d'eau de fonte dans la glace peut lubrifier l'écoulement et contribuer à des crues glaciaires subites. Certains experts avancent qu'à cause de ces mécanismes de décomposition, les glaciers pourraient répondre au changement climatique beaucoup plus rapidement qu'on ne croyait auparavant possible. D'autres, par contre, font la mise en garde que certaines des tendances apparentes peuvent simplement refléter le fait que les observations satellitaires sont plus précises que les observations visuelles du passé[110,147-150].

Les processus ci-dessus semblent causer une lente baisse nette du volume de glace des inlandsis, tant dans l'Antarctique de l'Ouest qu'au Groenland, ce qui ajoute actuellement quelque 0,16 mm/an et 0,13 mm/an à l'élévation du niveau de la mer, respectivement. Toutefois, il persiste une incertitude significative quant au bilan net de l'inlandsis de l'Antarctique de l'Est. Certains auteurs avancent qu'il accumule lentement de la glace, alors que d'autres études suggèrent que, comme il n'est pas encore en équilibre avec un changement climatique à long terme du passé, il pourrait encore contribuer pour ~0,25 mm/an à l'élévation du niveau marin planétaire[151-152].

Un récent examen des tendances manifestées au cours des 50 dernières années par plusieurs centaines de glaciers du monde entier conclut qu'on n'a pas d'indication probante d'une augmentation nette, à l'échelle planétaire, du taux de fonte des glaciers. Il y a cependant de nombreuses études qui révèlent que des changements régionaux significatifs sont survenus dans les dernières décennies. Dans des glaciers de l'Alaska, par exemple, le volume de la glace a décliné depuis 50 ans, ce qui ajoute une moyenne estimative de 1,4 mm/décennie à l'élévation du niveau marin. Ce déclin s'est accéléré depuis le milieu des années 1990, mais n'était pas inclus dans les inventaires de l'élévation du niveau de la mer du TRE du GIEC. Plusieurs glaciers du sud de

la Colombie-Britannique ont également reculé de plus de 1 km depuis 1895. De même, des modélisations du comportement de glaciers d'Europe suggèrent que les reculs récents sont si significatifs qu'il n'y a qu'une possibilité de 4 % qu'ils aient pu se produire de façon naturelle dans les 2000 dernières années. Pour l'Himalaya, on a des indications que certains glaciers reculent à raison de 30-40 m/an, et que le ruissellement qui accompagne cette fonte augmente l'instabilité des lacs d'aval. On a aussi des indications connexes d'une augmentation, depuis 30 ans, de la fréquence des inondations catastrophiques dues à des vidanges brutales de lacs. En même temps, les données de carottes de glace provenant de glaciers du mont Kilimandjaro, dans la partie tropicale du Kenya, montrent que leur superficie a diminué de ~80 % au cours du dernier siècle, et qu'ils vont probablement disparaître d'ici 20 ans. Cette perte aurait des implications très graves pour les collectivités locales dont l'eau de fonte assure l'alimentation quotidienne en eau[130,153-159].

Des études effectuées en hyperfréquences passives suggèrent que la glace de plusieurs années de l'océan Arctique a diminué de près de 9 %/décennie depuis 1978. Cette estimation est légèrement supérieure à celle utilisée dans le TRE du GIEC. La superficie totale de la glace de l'Arctique diminue de façon un peu moindre, à raison de 6,4 %/décennie. Si la tendance se poursuit, la couverture de glace de l'océan Arctique en fin d'été sera nulle d'ici 2100. Cependant, les changements observés peuvent être en partie dus à la variabilité naturelle. À Barrow, en Alaska, on a aussi des indications que la neige fond plus tôt, ce qui se traduit par une baisse de l'albédo moyen et une augmentation du réchauffement radiatif régional. Dans l'intérieur de la Colombie-Britannique, la période sans glace de nombreux lacs et cours d'eau a allongé de 2 à 6 jours/décennie[130,160-163].

En même temps, dans le nord de la Russie, le réchauffement du climat entraîne une dégradation rapide du pergélisol, avec des impacts significatifs sur de nombreuses collectivités. On n'a pas encore d'indications claires d'une telle situation dans le nord du Canada. Des experts soulignent qu'il faudra améliorer la surveillance et l'évaluation des risques à l'échelle internationale, et développer des stratégies d'adaptation[164-165].

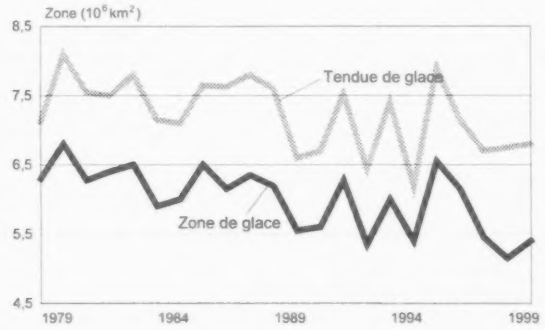

Figure 3: Tendances de la couverture de glace dans l'Arctique, 1979-2000. La ligne du haut est l'extension minimale annuelle de la glace et celle du bas sa superficie minimale. D'après Comiso, réf #160.

5.3.5 Circulation et variabilité

Les observations indiquent que la variabilité à long terme de régimes de circulation atmosphérique à grande échelle, comme les oscillations Arctique et Nord-Atlantique (OA/ONA) et peut-être l'El Niño/oscillation australe, sont des facteurs importants de la variabilité d'échelle décennale du climat de l'Arctique. L'effet de changements de ces régimes sur l'exportation d'eau douce et de glace de mer dans l'Atlantique-Nord pourrait être un lien clé. Cependant, le récent réchauffement des zones terrestres de l'Arctique semble sans précédent depuis au moins 300 ans. De plus, les récents changements de la circulation atmosphérique pourraient eux-mêmes être une conséquence du changement planétaire. Il reste donc difficile de savoir quelle fraction de ces changements récents du climat de l'Arctique est due à la variabilité naturelle plutôt qu'une conséquence du changement climatique planétaire. On a des indications que la circulation de l'Arctique et des structures anormales connexes de l'halocline pourraient actuellement être en train de revenir aux conditions d'avant 1990, mais ne sont pas encore pleinement rétablies[166-169].

Les études de carottes de glace du mont Logan (Yukon) montrent un réchauffement régional et une augmentation des précipitations à long terme qui sont conformes à une intensification graduelle, au cours des 300 dernières années, tant de la téléconnexion Pacifique-Amérique du Nord que de l'oscillation décennale du Pacifique. À des échelles plus courtes, l'amplitude de la dépression des Aléoutiennes dans le Pacifique-Nord a presque doublé depuis 50 ans, surtout à cause du creusage en hiver. Cette situation a modifié la saisonnalité du climat du Pacifique-Nord et a pu avoir des impacts importants sur les écosystèmes à l'échelle locale. Plus au sud, une oscillation pluridécennale du Pacifique, à des échelles de temps de l'ordre de ~50 ans, semble être un facteur important des changements récemment survenus dans les systèmes de circulation des couches superficielles du Pacifique, au nord comme au sud de l'équateur. Ces changements, mis en évidence par une modification significative du comportement aux environs de 1976-1977, ont causé une diminution de la remontée de l'océan tropical, une réduction du dégazage de CO_2, et un système de circulation de type El Niño, qui a pu contribuer aux intenses épisodes El Niño des dernières décennies. Ces changements de la circulation pourraient ne pas être totalement d'origine naturelle, puisque les modélisations indiquent que le forçage des gaz à effet de serre peut aussi y avoir contribué. Donc, comme pour l'Arctique, il reste difficile d'attribuer les changements observés dans la région du Pacifique à la variabilité naturelle ou à des forçages radiatifs. Si le régime actuel est dû à une oscillation naturelle, le retour à une circulation plus rapide pourrait être imminent. Il s'ensuivrait une nouvelle augmentation du taux de dégazage du CO_2 et une accélération des rejets de ce gaz dans l'atmosphère, ce qui aurait des impacts significatifs sur les climats et écosystèmes régionaux[170-173].

Un changement régional de l'oscillation antarctique (OAA) dans le sens d'un biais positif pourrait expliquer nombre des complexités des changements de divers paramètres climatiques survenus dernièrement dans cette région. Une récente évaluation donne à penser que jusqu'à 90 % du refroidissement de l'intérieur de l'Antarctique, et la moitié du réchauffement sur la Péninsule pourrait être dû à ce biais de l'OAA, auquel ont pu contribuer des changements dans la stratosphère imputables à l'appauvrissement de l'ozone. C'est pourquoi les changements du climat de l'Antarctique pourraient être autant influencés par l'appauvrissement de l'ozone que par l'accentuation de l'effet de serre[174-175].

Des paléoreconstructions du comportement de la mousson d'Asie du Sud-Ouest au cours des 1000 dernières années montrent que la force des vents de mousson sur la région a également augmenté depuis 400 ans. Bien qu'il demeure incertain si cette tendance était liée par des téléconnexions à un réchauffement des climats planétaires, elle est conforme aux projections d'une augmentation de l'intensité de la mousson du sud-ouest dans un climat plus chaud. Des changements du comportement des moussons peuvent avoir des impacts énormes sur les sociétés de la région, causant d'intenses sécheresses lorsqu'elles sont plus faibles, et de graves inondations lorsqu'il y a trop de pluie[176-177].

Dans l'Atlantique-Nord, les hauteurs des vagues extrêmes dans le secteur nord-est en hiver ont augmenté depuis une quarantaine d'années. On a aussi constaté des augmentations significatives au large du Canada en été et en automne mais, pour d'autres saisons et d'autres régions, il s'est agi de baisses. Ces changements semblent refléter un déplacement vers le nord des trajectoires des tempêtes, sous l'influence de l'ONA[178-179].

5.3.6 Extrêmes

Des analyses des tendances de divers indicateurs d'extrêmes planétaires de la température, des précipitations et d'autres variables climatiques montrent une importante variabilité pluridécennale qui en rend l'analyse difficile. L'on n'a jusqu'ici pas d'indications solides que ces extrêmes deviennent plus variables. Cependant, pour certains extrêmes, les tendances sont significatives. Par exemple, les nuits chaudes en été sont devenues plus fréquentes depuis quelques dizaines d'années, surtout aux latitudes moyennes et subtropicales. Il en est découlé une réduction du nombre de jours avec gel et un rétrécissement de l'amplitude annuelle des extrêmes de température. On a aussi noté, dans certaines régions, une augmentation des quantités extrêmes de précipitations dues à des périodes humides, du nombre d'épisodes de pluies abondantes et/ou de la fréquence des sécheresses. La plupart des grands bassin fluviaux de la planète ont connu une tendance significative à une augmentation de la fréquence des inondations extrêmes, les trois quarts de ces événements étant survenus depuis 1953. Ces tendances semblent très inhabituelles, avec une probabilité estimative de 1,3 % d'être dues uniquement à la variabilité naturelle. Cependant, elles concordent avec les réponses prévues à un réchauffement du climat. Ces résultats pourraient cependant ne pas être applicables à des inondations moins graves, et ne sauraient être extrapolés à des bassins plus petits, dans lesquels se produisent la majorité des inondations[180-183].

La fréquence des appauvrissements printaniers de l'ozone dans les 2 premiers kilomètres de l'atmosphère de l'extrême-Arctique canadien a augmenté à raison de 6 %/décennie depuis 1966. Cet état de choses semble lié à une augmentation des concentrations de composés bromés liée à la présence d'un plus grand nombre de chenaux d'eau libre dans la banquise de l'Arctique, et donc au changement climatique[67].

5.3.7 Écologie

À bien des égards, la réponse biologique au changement climatique peut être plus facile à détecter que le faible signal climatique qui lui a donné naissance. C'est pourquoi les experts font remarquer que la surveillance d'espèces biologiques pourrait être un bon indicateur du changement climatique. Trois évaluations exhaustives distinctes de recherches menées sur de tels changements écologiques montrent qu'environ 80 % des changements signalés du comportement de quelque 1500 à 1700 espèces biologiques concordaient avec ce à quoi on peut s'attendre en réponse aux changements régionaux du climat. En moyenne, chaque décennie, ces espèces se sont décalées vers le nord de 6 km, et leur activité printanière a commencé 2 à 5 jours plus tôt. Si la réponse écologique aux changements climatiques à venir est significativement différente d'une espèce à l'autre, cette situation pourrait gravement compromettre leur interdépendance au sein des écosystèmes et faire éclater ces communautés. Les résultats semblent maintenant assez convaincants pour que les biologistes et les économistes concernés puissent convenir avec un degré de confiance élevé que le changement climatique a déjà commencé à affecter des écosystèmes de toute la planète[184-188].

Il y a eu depuis 1960 une variation prononcée de l'abondance de diverses espèces de crustacés de l'est de l'Atlantique-Nord, les espèces d'eaux chaudes devenant plus abondantes et celles d'eaux froides moins. On note une variation similaire du biote des régions terrestres adjacentes, qui semble liée à un réchauffement de l'océan et au comportement de l'ONA. Dans le sud de la Colombie-Britannique, les degrés-jours de croissance ont augmenté de 5 à 16 %, alors que des températures plus élevées de l'eau du Fraser ont contribué à une hausse de la mortalité des stocks de saumons migrateurs. L'élévation des températures de l'océan au large a également altéré la répartition et les migrations du saumon, et affecté les populations d'oiseaux. Enfin, des études montrent que les populations d'ours blanc de la mer de Beaufort sont sensibles aux conditions de glace de mer, et ont décliné dans les années 1980 à cause de mauvaises conditions glacielles. Cependant, on n'a encore que peu de données indiquant comment elles ont réagi aux récentes réductions de la superficie de glace de mer[130,189-190].

Les variations des régimes météorologiques peuvent aussi influer sur les flux d'humidité régionaux, et donc sur le risque de

feux de forêt. Depuis 1959, par exemple, ces variations ont été dans tout le Canada un facteur majeur de l'occurrence d'années où de grandes superficies étaient brûlées, surtout dans l'Ouest et le Centre[18].

5.3.8 Socio-économie

De récentes études de cas rappellent que les phénomènes météorologiques extrêmes et les changement du climat peuvent avoir des impacts significatifs sur les économies régionales, nationales et mondiale. Par exemple, le réchauffement dans le sud de la Colombie-Britannique a déjà abaissé les besoins en chauffage de locaux de 5 % au cours du dernier siècle, pendant que les besoins en climatisation montaient de 24 %. Dans les Prairies, la sécheresse de 2001 (troisième en gravité pour le dernier siècle) a coûté à l'économie canadienne un montant estimatif de 4 à 5 milliards de dollars. À plus grande échelle, les pertes économiques infligées à l'économie mondiale par les catastrophes naturelles en 2002 ont atteint un total estimatif de 55 milliards de dollars US, soit une augmentation de 20 milliards de dollars sur l'année précédente. Ce sont des inondations et tempêtes de vent qui ont causé le plus de dommages, les grandes inondations en Europe ayant été particulièrement coûteuses. À la suite de ces catastrophes naturelles, 25 millions de personnes sont devenues des réfugiés de l'environnement[130,191-193].

5.3.9 Détection/attribution

Certains experts avancent que les tendances montrées récemment par de nombreux indicateurs du climat, comme la température et les précipitations, les catastrophes d'ordre météorologique, le recul des glaciers, la couverture de neige et la glace de mer, l'amincissement des inlandsis, la dégradation du pergélisol dans l'Arctique et les modifications de l'écologie, sont toutes révélatrices du fait que le système climatique planétaire est déjà en train de subir des changements profonds et perturbateurs. Cependant, du fait de l'importante variabilité naturelle inhérente au climat et des nombreux facteurs de forçage qui peuvent intervenir dans ces tendances, il reste difficile d'imputer les changements en question à des causes particulières. Les études de sensibilité des modèles donnent à penser que c'est probablement dans les températures de la surface de la mer, les températures de subsurface et les données de salinité des océans planétaires que le signal anthropique dans ces changements sera le plus facile à détecter. À l'échelle régionale, ce sont l'océan Arctique, l'Atlantique, le Pacifique Nord et l'océan Austral qui offrent les meilleurs sites de détection précoce. C'est pourquoi des activités continues de surveillance dans ces régions devraient recevoir une priorité élevée[194-195].

Un sondage auprès des experts de la détection/attribution révèle un accord généralisé à l'effet que la caractérisation de la variabilité naturelle demeure la plus grande source d'incertitude dans ces analyses, et que cette variabilité est généralement sous-estimée dans les modèles du climat. Ils conviennent cependant aussi qu'il y a un assez bon niveau de confiance dans la capacité de détecter les changements des températures moyennes planétaires et de la répartition verticale de ces températures. De plus, il existe un consensus général sur le fait que le forçage des gaz à effet de serre et l'appauvrissement de l'ozone ont été deux grands facteurs de forçage dans les dernières décennies. Cela complique la difficulté d'attribuer des causes anthropiques précises aux changements des régimes verticaux de la température. Cette incertitude devrait diminuer à mesure que le rôle de l'ozone stratosphérique décroîtra avec le temps. Enfin, contrairement aux arguments des critiques, on n'a jusqu'ici pas d'indication de biais systématiques dans les études d'attribution. En règle générale, ces études montrent que la confiance quant au rôle de l'homme dans le changement climatique survenu au cours du dernier siècle est plus élevée que celle concernant les forçages naturels[196-197].

Des études récentes ont étayé les indications du rôle de l'homme dans les changements du climat. Bien que présentant des différences quant au degré de détail spatial et temporel et aux types de modèles et de méthodologies utilisés, toutes indiquent que la combinaison des forçages naturels et anthropiques explique très bien les tendances de la température planétaire en surface. On a obtenu des résultats similaires dans des analyses de l'augmentation observée du stockage de chaleur dans l'océan superficiel. Bien que les forçages radiatifs naturels positifs semblent avoir dominé les tendances du climat dans la première moitié du siècle, avec un passage à des forçages naturels négatifs dans les 50 dernières années, l'influence naturelle nette connaît un bilan presque nul sur l'ensemble du siècle. Par ailleurs, les forçages humains ont été relativement neutres dans la première moitié du dernier siècle, mais sont devenus forts dans la seconde. C'est pourquoi ils ont joué un rôle prédominant sur l'ensemble de la période. Le forçage dû aux augmentations des concentrations de gaz à effet de serre a été suffisant pour réchauffer la planète de 0,9 °C sur le siècle, mais a été contrebalancé par l'effet refroidissant (0,4 °C) d'autres facteurs humains, surtout dans l'hémisphère Nord. Le rôle joué par l'homme dans les 50 dernières années est donc plus facile à détecter dans l'hémisphère Sud, où ces compensations n'ont pas masqué celui des gaz à effet de serre. L'utilisation d'ensembles de simulations issus de modèles divers aide aussi à détecter plus facilement le rôle de l'homme, puisqu'elle permet de faire la distinction entre les forçages des gaz à effet de serre et ceux des aérosols[94,198-202].

Sur un plan régional, les études d'attribution montrent que le déclin rapide des conditions de glace de mer dans l'Arctique observé depuis 1970 concorde avec les forçages climatiques du siècle passé, mais est trop important pour être expliqué par la seule variabilité interne des forçages naturels. Par ailleurs, d'autres études ont montré que l'augmentation significative de l'apport d'eau douce dans les profondeurs de l'Atlantique Nord constatée depuis une quarantaine d'années (survenue surtout aux latitudes élevées et cohérente avec un ralentissement du système de circulation thermohaline) pourrait être liée à des changements de l'ONA plutôt qu'à un réchauffement du climat. Dans les régions tropicales et subtropicales, les flux radiatifs au

sommet de l'atmosphère montrent que le flux infrarouge sortant à ce niveau a connu une augmentation nette au cours des récentes décennies. Cette augmentation du rayonnement sortant est presque entièrement contrebalancée par une baisse de la réflexion du rayonnement solaire incident, laquelle est particulièrement prononcée sur les États-Unis. Il en est résulté des changements radiatifs nets minimes à ces latitudes. La tendance constatée dans cette région dans le rayonnement de grande longueur d'onde sortant va à l'inverse de ce qu'on attendrait avec un renforcement de l'effet de serre, et pourrait refléter les effets de la variabilité à long terme naturelle et de l'éruption volcanique du mont Pinatubo sur la nébulosité dans la région. Si c'est le cas, elle devrait bientôt se renverser[65,93,203-205].

6.0 Impacts

6.1 Méthodologie

En général, les scénarios de changement climatique basés sur des ensembles de modélisations simulent les climats observés avec plus d'exactitude que les simulations prises individuellement. Cette amélioration de la performance renforce en même temps la crédibilité des simulations d'ensembles des climats à venir. Les techniques de réduction d'échelle peuvent elles aussi améliorer la piètre performance des MCG à l'échelle régionale, surtout dans la reproduction des épisodes de températures extrêmement basses ou extrêmement élevées. Cependant, les résultats tendent encore à sous-estimer la gravité de ces extrêmes. L'ajout de bruit blanc aux données de sortie des modèles pourrait aider à corriger ce biais[206-207].

Étant donné la performance limitée des simulations des modèles, surtout au niveau régional, il faudra développer des méthodes pour mieux quantifier les incertitudes connexes. Ces incertitudes pourraient être beaucoup plus grandes qu'on ne le pense souvent. Divers approches sont prometteuses, dont les statistiques bayésiennes, l'analyse d'incertitude désintégrée et l'analyse d'incertitude systématique[208].

6.2 Ressources et phénomènes hydrologiques

Des simulations d'ensembles effectuées récemment avec le modèle couplé du climat du GFDL projettent un réchauffement planétaire de 2,3 °C d'ici 2050, qui sera accompagné d'une intensification de 5,2 % du cycle hydrologique planétaire. Cependant, les simulations montrent, dans le changement des précipitations au niveau régional, de grandes différences, qui vont d'augmentations de 20 % ou plus aux latitudes élevées de l'hémisphère Nord et dans certaines régions tropicales à une baisse dans d'autres régions. Aux latitudes moyennes à élevées de l'hémisphère Nord, l'humidité du sol devrait augmenter en hiver, mais diminuer en été. Certaines régions de latitudes plus basses deviennent plus sèches toute l'année. En Colombie-Britannique, le réchauffement s'accompagnera généralement d'un environnement plus humide, les débits de pointe survenant plus tôt dans la saison. Les changements des écoulements saisonniers varieront cependant d'un bassin à l'autre, selon les contributions relatives de la pluie, de l'humidité du sol et de la fonte de la neige ou des glaciers au ruissellement[130,209-210].

6.3 Agriculture

Le réchauffement des saisons de croissance sera probablement bénéfique pour le potentiel de croissance de nombreuses cultures des latitudes septentrionales, comme au Canada et dans le nord des États-Unis. Par exemple, dans ce dernier cas, les effets combinés du réchauffement et de l'augmentation des concentrations de CO_2 feraient croître le rendement moyen en blé en 2050 de 60 à 100 % par rapport à l'époque actuelle. Certaines régions plus au sud connaîtraient probablement des baisses de rendement. Toutefois, les impacts sont très sensibles aux projections de précipitations des scénarios, les scénarios secs augmentant les risques de baisses significatives du rendement et les scénarios humides les réduisant. Des semis précoces et d'autres techniques d'adaptation simples aideraient à réduire les effets négatifs, sans toutefois les éliminer totalement. D'autres études montrent que le manque de jours frais à l'automne (pendant lesquels les plantes se préparent pour les froids de l'hiver), conjugué à une réduction de la couverture de neige et à une augmentation du risque de pluie verglaçante, pourrait aussi contribuer à une augmentation des dommages aux cultures de fourrages d'hiver[211-213].

L'impact du changement climatique sur la production animale variera d'une région à l'autre, et dépendra pour beaucoup des stratégies d'adaptation mises en place pour y faire face[214].

6.4 Écosystèmes naturels

En général, des températures plus élevées entraîneront une migration des espèces végétales vers les pôles. Des études récentes indiquent que 32 % des espèces végétales d'Europe pourraient ainsi disparaître de leurs aires de répartition actuelles d'ici 2050. Les effets directs de la fertilisation par le CO_2 vont aussi augmenter la réponse de croissance de nombreuses espèces. Cependant, d'autres facteurs sont aussi des déterminants importants de la réponse des espèces au changement climatique et à l'accroissement des concentrations de CO_2; la répartition spatiale de la réponse pourrait donc être très complexe. Dans la région polaire de taïga-toundra, par exemple, la stabilité locale de la ligne des arbres et d'autres facteurs sont des éléments importants qui modulent les effets du réchauffement. Dans de nombreuses régions du monde, les effets combinés du changement climatique (surtout de l'élévation du niveau de la mer) et d'autres facteurs humains mettront gravement à l'épreuve la viabilité future de nombreux écosystèmes côtiers de marais salés; les risques sont particulièrement élevés sous les tropiques. En même temps, des études de divers écosystèmes exposés à des concentrations plus élevées de CO_2 montrent que la réponse à la fertilisation par le CO_2 varie avec le temps et avec d'autres stress environnementaux. Des expériences d'enrichissement en dioxyde de carbone à l'air libre menées sur des

écosystèmes naturels de peupliers faux-trembles, par exemple, montrent que l'exposition concomitante à des concentrations accrues d'ozone contrebalance largement les avantages de l'enrichissement en CO_2 pour la croissance. De plus, les expositions combinées au CO_2 et à l'ozone entraînent une augmentation remarquable, par rapport aux expériences témoins, tant des infections par la rouille sur les feuilles que des populations de pucerons. Comme la pollution par l'ozone affecte actuellement près de 30 % des forêts tempérées et subpolaires de la planète, et que cette fraction devrait passer à environ 60 % d'ici 2100, cette situation donne à penser que l'effet de fertilisation par le CO_2 inclus dans la plupart des modèles du bilan planétaire du carbone pourrait être surestimé, et donc l'élévation projetée des concentrations de CO_2 sous-estimée. Cette préoccupation se trouve aggravée par les résultats d'expériences sur des parcelles de prairie, qui montrent une réponse minimale de la PPN à l'enrichissement en CO_2 pendant les deux premières années de diverses combinaisons de traitements, mais un déclin dans la troisième année par rapport aux traitements sans CO_2 [215-220].

Le changement climatique va aussi influer de façon complexe sur la survie et la productivité d'insectes et de maladies, ce qui ajoutera aux stress environnementaux imposés aux écosystèmes déjà mentionnés. En effet, les maladies, les taux de développement et de survie des pathogènes, la transmission des maladies et la susceptibilité des hôtes seront touchés, les impacts plus importants étant possiblement dus à un nombre relativement petit de pathogènes émergents qui infecteront de nouveaux hôtes. Dans les forêts de l'Ontario, le réchauffement des hivers et l'allongement des étés vont probablement faire augmenter la durée, l'étendue et la fréquence des infestations de tordeuse des bourgeons de l'épinette. Les peuplements de peuplier faux-tremble de la forêt boréale du sud du Canada devraient aussi connaître un accroissement des dommages dus à une combinaison de stress accrus imposés par les insectes et champignons et de cycles gel-dégel plus fréquents. À leur tour, ces dommages affecteront la santé des forêts, et causeront probablement une augmentation des feux de forêt post-perturbation[15,221-223].

Les espèces hibernantes comme la chauve-souris brune du Canada devraient voir leur aire de répartition se décaler considérablement vers le nord, à mesure que les hivers plus doux amélioreront leurs taux de survie hivernale. Certaines espèces de papillons pourraient disparaître à l'échelle régionale à cause de changements dans les précipitations, ce qui modifierait leur rôle dans la biodiversité et les services des écosystèmes. Dans les régions polaires, l'interaction complexe des régimes de récolte et des changements des conditions régionales des températures et des glaces pourrait induire des sautes brutales dans les populations d'espèces de climat froid, comme le pingouin et le pétrel. Dans les lacs des Prairies canadiennes, les changements des températures minimales d'hiver peuvent altérer significativement la composition en espèces, et donc la biologie des lacs. Toutefois, des projections détaillées de la façon dont répondront diverses espèces d'insectes et d'animaux sont limitées par les lacunes dans la compréhension des interactions complexes des stress multiples imposés par le changement climatique et d'autres facteurs[224-227].

Dans l'environnement océanique, la distribution et l'abondance des diverses espèces aquatiques vont probablement changer significativement avec le réchauffement de l'eau et l'évolution des régimes de circulation. Par exemple, lorsque les températures des régions tropicales dépasseront les seuils de tolérance, les distributions des espèces de moules intertidales devraient se décaler vers les pôles. Les interactions des marées basses avec la période maximale d'insolation pourrait aussi conduire à l'extinction de populations de moules dans certaines régions du Nord. De même, des paléo-indications provenant de lacs de l'Alaska montrent une étroite relation entre la fraye du saumon rouge dans ces lacs et les fluctuations d'origine climatique des régimes de la circulation dans le nord-est du Pacifique[228,229].

6.5 Cryosphère et niveau de la mer

Les projections des climats de l'Arctique annoncent une réduction spectaculaire de la couverture de glace de mer et une dégradation significative du pergélisol. La réduction de la glace de mer va, de façon générale, faciliter la navigation dans l'Arctique, mais pourrait constituer une grave menace pour certaines des espèces importantes de cette région, pour lesquelles la glace est un élément essentiel de l'habitat et poser des défis pour les populations humaines de la région dont ces espèces assurent la survie. Sur les marges de l'océan Arctique, cette réduction de la glace de mer va aussi exposer les côtes à une accélération de l'érosion causée par l'intensification des régimes des vagues océaniques. Les côtes basses des deltas des grands fleuves de l'Arctique sont particulièrement vulnérables. En même temps, l'épaisseur de la couche active du pergélisol pourrait augmenter de 30 à 40 % d'ici 2100 dans la plupart des régions de pergélisol de l'hémisphère Nord, les changements les plus importants prenant place dans les régions les plus septentrionales. On pourrait s'attendre à un tassement significatif des sols dans la plupart des régions affectées, et à des mouvements de pente catastrophiques à certains endroits. Comme il y a du pergélisol sous environ 25 % de la superficie terrestre de la planète, nombre de collectivités et d'infrastructures seraient significativement perturbées, surtout dans les régions riches en glace. Bien qu'une grande partie de la glace de sol puisse s'évaporer, la situation aura aussi des effets marqués sur la perméabilité des sols, la fonte de la glace de surface et la saisonnalité des écoulements. Ces changements, à leur tour, influeront sur les écosystèmes. Il y a en outre un risque que la dégradation du pergélisol entraîne la libération de grandes quantités de méthane des hydrates de gaz naturel, possiblement de façon explosive (voir aussi la section 2.2). Bien que le risque que de telles émissions se produisent dans le prochain siècle soit considéré comme faible, on dispose de peu de recherches pour étayer cette conclusion. Un programme plurinational de forage a récemment été lancé dans le delta du Mackenzie pour mieux comprendre ce problème. Cependant, les experts maintiennent qu'il faut instaurer un système international de surveillance du pergélisol pour mieux

comprendre toutes les conséquences de la dégradation du pergélisol[161,165,230-233].

En raison des complexités des processus en jeu dans le bilan massique des glaciers, les projections de la réponse des inlandsis de l'Antarctique à des climats plus chauds continuent de varier considérablement. Une étude menée à l'aide d'un MCR a récemment projeté qu'un réchauffement régional de 2 °C et une réduction de la couverture de glace de mer pourraient faire monter de 30 % les précipitations sur la région, ce qui se traduirait par une accumulation de neige sur les inlandsis qui serait largement supérieure à la fonte supplémentaire. Cet état de choses, si l'on ne prend pas en compte les effets de la dynamique de la glace, pourrait abaisser le niveau marin planétaire de 0,7 mm/an par degré de réchauffement. Cependant, d'autres études indiquent que la dynamique de la glace doit aussi être prise en considération. Par exemple, un groupe d'experts a récemment convenu qu'il y a un risque de 5 % que l'inlandsis de l'Antarctique de l'Ouest s'effondre d'ici 200 ans (ce qui ferait monter le niveau des mers de 1 m/siècle) et un risque de 30 % que la décomposition rapide de l'inlandsis y ajoute 20 cm/décennie. D'autres chercheurs, qui ont étudié la plate-forme d'Amery dans l'Antarctique, ont aussi noté que les températures plus élevées combinées aux changements de la circulation océanique pourraient accélérer la fonte de la glace sur le dessous de la plate-forme. Si la plate-forme se détachait, il y aurait moins de freinage à l'écoulement du glacier, ce qui aurait un effet négatif sur le bilan massique net de l'inlandsis de l'Antarctique[234-236].

L'effet de l'élévation du niveau marin sur l'érosion des côtes sera aussi compliqué par d'autres facteurs. Par exemple, tant la réduction du débit du Mississippi due à l'augmentation projetée des sécheresses que l'augmentation d'activité des tempêtes pourraient aggraver les effets directs de l'érosion côtière imputable à l'élévation du niveau marin dans la région du delta de ce fleuve[141].

6.6 Extrêmes

Les simulations des modèles continuent à montrer que le réchauffement du climat se traduira probablement par une augmentation de la probabilité de précipitations abondantes dans la plupart des régions du monde, dont certaines de celles qui connaissent une baisse des précipitations moyennes. Tant les périodes sèches que les périodes humides deviennent plus longues, ce qui laisse craindre de sérieux problèmes de ressources en eau pour l'agriculture. Aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, l'allongement des sécheresses est dû au fait que les jours avec pluie sont moins nombreux et les étés plus secs. Dans le centre et le nord de l'Europe, des extrêmes de précipitations hivernales à récurrence de 40 ans pourraient avoir une période de retour de huit ans au moment d'un doublement transitoire du CO_2. L'augmentation est semblable pour les extrêmes de pluie de mousson d'été sur une grande partie de l'Asie du Sud. Cependant, ces événements deviennent moins fréquents sur la Méditerranée et le nord de l'Afrique. Ces changements des extrêmes de précipitations, combinés à des changements du moment de survenue de la fonte des neiges, auront des impacts significatifs sur les débits des cours d'eau et les risques d'inondation. Dans une étude, il a été projeté que, pour six de 14 grands bassins fluviaux évalués, la probabilité d'inondation augmenterait, alors qu'elle baisserait pour deux. Des récentes évaluations des risques connexes pour le Bangladesh, où les inondations affectent déjà chaque année 20 % de la superficie des terres, indiquent aussi une possibilité d'augmentation sous des climats plus chauds. Dans cette région, ce sont probablement les consommateurs et les agriculteurs pauvres qui supporteront la majorité des coûts entraînés. Une autre étude projette que, dans certains bassins fluviaux extra-tropicaux, surtout en Russie, les épisodes à récurrence centennale pourraient, sous un climat à quadruple CO_2, avoir une période de retour de deux à trois ans. Au Canada, la période de retour de ces inondations extrêmes pourrait être de 4 ans pour le Fraser, 8 ans pour le Saint-Laurent et 11 ans pour le Nelson. Cependant, dans la plupart des cours d'eau des latitudes élevées, le risque d'inondation printanière sera moindre grâce à la baisse du volume d'eau de fonte de la neige. Pour des raisons semblables, les cours d'eau de l'intérieur de la Colombie-Britannique connaîtront sans doute une baisse du risque d'inondations extrêmes, contrairement à l'augmentation des risques pour les fleuves côtiers. Dans certains cours d'eau des latitudes élevées, l'évolution du comportement de la glace de rivière pourrait jouer un rôle important. Ces divers facteurs et réponses soulignent la nécessité de stratégies d'adaptation différenciées d'un bassin à l'autre[181,237-241].

Les augmentations projetées des épisodes de fortes précipitations aux États-Unis pourraient faire monter les dommages aux cultures de ce pays jusqu'à 3 milliards de dollars par an d'ici 2030. Ces pertes imputables aux phénomènes extrêmes n'ont pas été prises en considération dans la plupart des études des impacts sur l'agriculture[242].

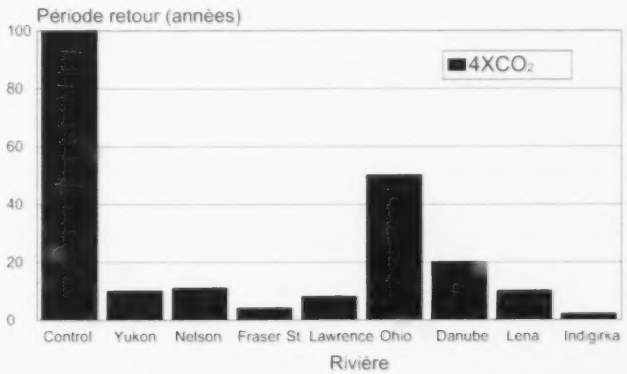

Figure 4: Périodes de retour des inondations actuellement à récurrence centennale pour certains bassins fluviaux d'Amérique du Nord et de Russie, dans un scénario à 4 x CO_2. La barre de référence est l'événement à récurrence actuelle de 100 ans. D'après Milly et al., réf #181.

6.7 Socio-économie

Les impacts du changement climatique devraient faire croître le nombre de réfugiés de l'environnement à l'échelle planétaire; ce chiffre, estimé à 25 millions à l'heure actuelle, passerait à quelque 150 millions d'ici 2050. Ces réfugiés seront aussi beaucoup plus vulnérables aux diverses maladies. C'est pourquoi il est urgent que les gouvernements envisagent des mesures de relocalisation des réfugiés, tant environnementaux que politiques. Si l'Arctique devient libre de glace, cette situation aura des conséquences socio-économiques et politiques auxquelles les pays polaires risquent d'être vulnérables, puisqu'ils sont généralement mal préparés à faire face à ces problèmes. Parmi les questions en jeu figurent la souveraineté, la gestion des pêches, le transport, les risques de pollution, et les activités illégales telles que la contrebande[193,243].

7.0 Politiques

7.1 Le débat science-politiques

L'efficacité de la communication entre les scientifiques et les responsables de politiques sur la science du changement climatique et les risques de dangers connexes reste un grand défi. Ces communications font intervenir non seulement les questions scientifiques, mais aussi des questions éthiques concernant les générations à venir et la totalité des écosystèmes. Dans ce contexte, les questions sur ce qui pourrait constituer une « perturbation anthropique dangereuse du système climatique » (telle que mentionnée dans l'objectif ultime de la CCNUCC) doivent aussi être incluses dans la discussion. Des études récentes donnent à penser qu'une élévation de la température de 2-3 °C pourrait encore être tolérable pour de nombreux écosystèmes naturels et aménagés, dans la mesure où elle ne survient pas trop rapidement. Cependant, d'autres études avancent qu'un réchauffement de seulement 1 °C entraînera une éradication à grande échelle des récifs de coraux. Tout retard supplémentaire dans la mise en œuvre de mesures d'atténuation dynamiques empêcherait probablement d'atteindre la plus basse de ces cibles.

Certains arguent que les connaissances traditionnelles des peuples autochtones pourraient jouer un rôle dans ce débat en fournissant des expertises et perceptions locales qui compléteraient utilement les résultats de la science classique; cette situation aiderait aussi à établir de meilleures relations entre ces collectivités et les scientifiques qui mènent les recherches. C'est particulièrement le cas pour les collectivités nordiques. D'autres font remarquer que le défi des communications entre les domaines de la science et des politiques persistera jusqu'à ce qu'apparaisse un leadership efficace qui fera en sorte que toutes les parties collaborent pour atteindre des buts communs. Cependant, il est encourageant de noter que, malgré l'actuelle absence d'un tel leadership, nombre de gens prennent conscience de leurs responsabilités. Un des facteurs qui y contribuent pourrait être le fait que les effets du changement climatique sur la répartition des espèces vivantes sont de plus en plus visibles pour le grand public, et que les politiciens seraient bien avisés d'en prendre bonne note[244-248].

Ce défi des communications se trouve encore compliqué par les points de vue, très publicisés, des opposants qui continuent de prétendre que les risques du changement climatique sont surestimés et que les avis en ce sens transmis par la communauté scientifique internationale via le GIEC sont biaisés. Alors que certains de ces sceptiques font souvent une mauvaise interprétation des résultats scientifiques en raison de leur connaissance insuffisante des complexités de ce domaine, d'autres fondent leurs arguments sur les fortes incertitudes qui entachent encore la science. Ils font remarquer, entre autres, que les évaluations du GIEC ont beaucoup laissé de côté, ou mal pris en compte, certaines des activités humaines qui influent directement sur le système climatique, comme les modifications de l'albédo dues aux changements d'affectation des terres, et que les complexités du système climatique pourraient exclure de faire des prédictions à long terme. Des climatologistes du gouvernement des États-Unis, par exemple, déclarent que la validité des prédictions du climat n'est pas significative à échéance de plus d'une saison, et que les recherches sur le climat devraient se limiter à comprendre les vulnérabilités et à apprendre à s'adapter aux changements et à la variabilité du climat, plutôt que de tenter de le modéliser. Il y a cependant des contre-arguments d'experts qui rappellent que les estimations du réchauffement futur identifié via le processus d'évaluation du GIEC ont augmenté, et non diminué, d'ampleur ces dernières années, à mesure que les connaissances évoluaient. De plus, le dernier avis du GIEC aux responsables de politiques a pu significativement sous-estimer les risques du changement climatique, parce qu'on a de nouvelles indications que les effets de la fertilisation par le CO_2 (et donc les puits terrestres de carbone) ont pu être sous-estimés, et que l'on a insuffisamment pris en compte les rétroactions entre le cycle du carbone et la végétation ainsi que d'autres stress environnementaux dans le système climatique. En outre, certains avancent que le fait que le GIEC n'ait pas entrepris son analyse connexe des implications des politiques dans un contexte d'autres politiques permet à divers groupes de pression d'offrir aux responsables des politiques leurs propres évaluations des risques, éminemment subjectives. Ainsi, pendant que le GIEC doit poursuivre son rôle vital en fournissant au processus de la CCNUCC des avis scientifiques pertinents pour les politiques, il devrait aussi stimuler les recherches ciblées pour réduire encore plus les incertitudes et être prêt, au moyen d'évaluations soigneuses, à se prononcer sur des questions de politiques complexes et litigieuses liées au changement climatique[21,249-257].

Les modèles d'évaluation intégrée ont contribué à améliorer les communications entre les scientifiques et les responsables de politiques confrontés à des prises de décisions complexes. Ces outils sont souvent utilisés dans des évaluations participatives de scénarios qui intègrent des projections du climat futur et les

changements prévus de variables socio-économiques, ce qui à la fois encourage l'apprentissage social et aide à explorer d'autres possibilités d'action qui gardent dans une plage raisonnable les conditions climatiques à venir. Cependant, la plupart de ces modèles ne traitent pas efficacement les incertitudes scientifiques qui leur sont inhérentes. D'autres structures de modèles, utilisant une gestion pluraliste des incertitudes qui les identifie et les interprète systématiquement, sont en cours de développement et pourraient aider à combler cette lacune[258-260].

Un autre aspect du défi posé par les communications est la poursuite du débat quant à l'adéquité des scénarios d'émission SRES du GIEC comme bases de projections « maintien du statu quo » du changement climatique à venir. Certains avancent que les projections des émissions à venir sont trop pessimistes et ne prennent pas en compte d'importants facteurs locaux de pollution atmosphérique comme le carbone noir. D'autres, cependant, font la mise en garde que les divers forçages climatiques ont des impacts régionaux significativement différents et que de contrebalancer les effets de la pollution atmosphérique locale par ceux de gaz à effet de serre à longue durée de vie est une sursimplification. L'ajout d'estimations de probabilité aux divers scénarios d'émission pourrait aider à régler le débat, et cette option devrait peut-être être envisagée dans les futurs travaux de développement de scénarios[261-264].

Certains chercheurs avancent aussi que l'utilisation par la collectivité internationale de PRG intégrés sur 100 ans pour comparer l'efficacité, dans la gestion du risque du changement climatique, des réductions des émissions d'un gaz à effet de serre par rapport à un autre sous-évalue celle de mesures concernant des gaz à courte durée de vie, comme le méthane. D'autres, par contre, font remarquer que des périodes d'intégration plus courtes ou plus longues posent elles aussi des problèmes. En général, les experts conviennent que la valeur du concept tient à sa simplicité et à sa transparence, mais que les responsables de politiques devraient être conscients de ses limites et de ses inexactitudes[265-267].

7.2 Atténuation

Un des arguments qu'on entend souvent à l'encontre du Protocole de Kyoto est que, en soi, il aura peu d'impact sur les risques futurs découlant du changement climatique, puisqu'il n'engage pas les pays en développement à prendre des mesures d'atténuation. D'autres font remarquer que, à l'inverse de l'actuelle réglementation de Kyoto, une stratégie équitable de réduction des risques du changement climatique devrait prendre en compte le contexte à long terme, et donc cibler les besoins en développement à long terme des pays pauvres plutôt que seulement les réductions d'émissions. Ou encore, les attributions de responsabilités en matière de mesures d'atténuation des pays pris individuellement devraient peut-être être basées sur leur contribution cumulative aux changements temporels de la température planétaire, et pas seulement sur leurs émissions actuelles. Il s'agit d'une approche semblable à celle proposée par le Brésil à la Conférence des Parties (CdP) à la CCNUCC. Cependant, on a des indications que les incertitudes liées à cette approche (p. ex. les contributions liées au changement d'affectation des terres, comme celles dues à des gaz à effet de serre autres que le CO_2) risquent d'être trop significatives pour être politiquement acceptables. Il peut aussi y avoir des répercussions significatives des mesures prises par les pays de l'annexe I aux termes du Protocole de Kyoto sur les politiques énergétiques des pays ne figurant pas à cette annexe. Le Protocole pourrait donc être beaucoup plus efficace pour stabiliser les concentrations de gaz à effet de serre que bien des gens ne le pensent[268-270].

Les méthodes proposées pour atténuer les risques du changement climatique via la réduction des émissions sont aussi nombreuses que diverses. Certaines études suggèrent qu'une promotion dynamique de l'efficacité énergétique, du changement de combustible et des énergies renouvelables au cours des décennies à venir pourrait faire stabiliser les concentrations de CO_2 et entraîner d'importantes améliorations concomitantes de la qualité de l'air d'ici 2050. Si les grandes estimations actuelles des puits de CO_2 compensateurs peuvent durer sur cette période, cela pourrait limiter le réchauffement à venir à 0,75 °C de plus que les niveaux actuels. À court terme, la réduction des émissions de méthane et de carbone noir et les améliorations économiques de l'efficacité énergétique pourraient être très efficaces pour lutter à la fois contre le changement climatique et la pollution de l'air, et donner un peu plus de temps pour introduire les réductions des émissions de CO_2 plus graduellement et donc à un moindre coût pour l'économie. Cependant, il faudra à terme effectuer d'importantes réductions des émissions de CO_2 par l'entremise de changements technologiques. Bien que le passage à la production d'hydroélectricité soit une option, ces mesures doivent aussi prendre en compte les émissions des zones inondées pour constituer des réservoirs, qui peuvent être significatives pour les réservoirs peu profonds. Une autre option technologique de réduction des émissions de CO_2 est de capter le dioxyde de carbone émis par les cheminées et de le stocker sous forme liquéfiée dans des aquifères salins profonds, où il finira par se dissoudre dans la saumure. Bien que ce puits de carbone potentiellement important s'accompagne encore de contraintes économiques et de risques pour l'environnement, ses promoteurs avancent que les derniers peuvent être gérés efficacement au moyen de mécanismes appropriés de réglementation et de surveillance[261,271-273].

Une autre approche controversée pour réduire le taux d'augmentation des concentrations atmosphériques de CO_2 et donc les risques du changement climatique est de séquestrer le carbone à l'aide de puits biologiques. De tels puits, situés dans des paysages agricoles et des forêts aménagées, ont déjà acceptés par la Conférence des Parties à la CCNUCC comme compensations légitimes aux engagements de réduction des émissions de gaz à effet de serre pris aux termes du Protocole de Kyoto. Certains avancent toutefois que les puits de carbone revendiqués comme compensation pourraient en fait réduire les engagements des pays de l'annexe I en matière de réductions réelles des émissions

de gaz à effet de serre, soit de les ramener à seulement 1 % sous les niveaux de 1990 au lieu de 5 %, seraient difficiles à vérifier et pourraient ne pas représenter une véritable extraction supplémentaire de CO_2 de l'atmosphère. De plus, les mesures prises pour concrétiser ces puits pourraient entraîner des pertes majeures dans la biodiversité et dans les forêts primaires. Ces auteurs font remarquer que des efforts de réduction du déboisement et de la récolte de forêts primaires auraient été une approche plus efficace, plus économique et plus respectueuse de l'environnement[274].

Les difficultés de la vérification des puits sont mises en évidence par les indications de la complexité de la réponse du flux de carbone aux divers types de changements d'affectation des terres. Une solution possible à cet égard pourrait reposer sur des systèmes de mesure intégrés faisant intervenir des enregistrement des changements d'affectation des terres locaux, des parcelles d'inventaire forestier et des techniques de télédétection. Cependant, l'inhomogénéité de la réponse est elle aussi un problème. Les recherches indiquent que, en général, la conversion de forêts et de prairies en terres agricoles se traduit par une perte nette significative de carbone du sol vers l'atmosphère, mais que la conversion de forêts en pâturages peut constituer un puits significatif. De même, la conversion de terres agricoles en pâturages ou une gestion plus efficace des prairies peuvent assurer des puits significatifs. Remplacer les pratiques habituelles de travail du sol par des techniques à travail minimal peut à la fois créer des puits édaphiques significatifs, améliorer la qualité du sol et réduire la consommation de combustibles fossiles par la machinerie agricole. Entre 1982 et 1997, les changements des pratiques de gestion des terres agricoles aux États-Unis ont déjà pu contribuer à un puits d'environ 21 MtC/an. Des mesures supplémentaires pourraient y ajouter un autre puits à court terme d'environ 0,4 tC/hectare/an. L'allongement de la période de rotation des récoltes forestières et la réduction de l'intensité de récolte pourraient aussi accroître significativement les puits, de même que l'amélioration de la gestion des forêts urbaines. Bien qu'elles ne soient pas prises en considération aux termes du Protocole de Kyoto et soient souvent laissées de côté dans les études du bilan du carbone, les forêts urbaines piègent environ 23 MtC/an sur le seul territoire des États-Unis. Par ailleurs, l'augmentation de l'envahissement des prairies de ce pays par des espèces ligneuses pourrait en fait faire baisser l'absorption nette de carbone par ces écosystèmes. Des mesures visant à réduire les pertes de carbone des sols agricoles pourraient par contre aussi contribuer à réduire le transport de nutriments des sols vers les océans (via l'érosion éolienne) et les milieux humides (via l'érosion par l'eau), ce qui entraînerait une baisse de la productivité biologique et une réduction à long terme des puits présents dans ces écosystèmes naturels. Ces rétroactions complexes doivent être prises en compte dans les études du cycle planétaire du carbone, ainsi que dans l'évaluation de l'efficacité des puits de carbone pour compenser les émissions de CO_2[8-9,11,25-26,275-281].

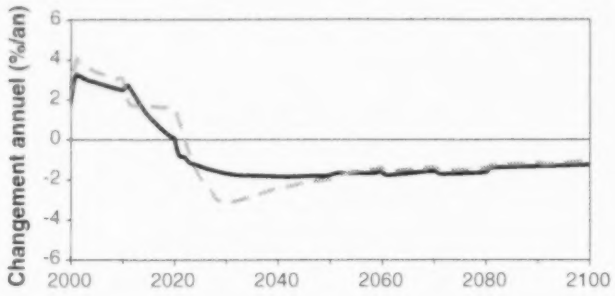

Figure 5: Changement annuel des émissions de CO_2, 2000-2100, menant à une stabilisation des concentrations atmosphériques de CO_2 à 450 ppm d'ici 2100 pour un scénario concordant avec le Protocole de Kyoto (trait plein) et un scénario comportant un retard de 10 ans dans la mise en œuvre du Protocole de Kyoto (trait tireté). Adapté de O'Neill et Oppenheimer, réf. #246.

7.3 Adaptation

Pour apprendre à s'adapter au changement climatique, il faut comprendre tous les facteurs de la vulnérabilité, ce qui exige une connaissance de la culture, des conditions et structures sociales, de l'histoire et d'autres facteurs démographiques, ainsi que des changements physiques du climat. Les recherches sur l'adaptation doivent être abordées selon deux grands axes. Le premier concerne la façon dont l'adaptation peut réduire les impacts du changement climatique et donc relever le seuil à partir duquel il devient dangereux. Il se concentre sur la science physique et biologique des impacts du changement climatique et de l'adaptation. Le second concerne les politiques d'adaptation qui sont nécessaires, la manière dont elles devraient être élaborées, mises en œuvre et financées. Il se concentre sur les déterminants socio-économiques de la vulnérabilité dans un contexte de développement. Pour s'attaquer aux deux types de préoccupations, les cadres nationaux des recherches sur l'adaptation doivent être souples, et conçus de façon à viser divers problèmes, dont les limites des données et une bonne assurance de la qualité des analyses. De plus, pour assurer la rentabilité et l'intégration des stratégies, l'adaptation au changement climatique doit être considérée comme un élément intrinsèque du développement national, surtout pour les pays pauvres. Cependant, ces problèmes varient considérablement d'une région à l'autre[282-284].

Des études de cas de la manière dont diverses collectivités se sont adaptées par le passé aux risques de la variabilité du climat fournissent des enseignements précieux pour l'adaptation au changement climatique. Entre autres, elles font ressortir l'importance des facteurs démographiques, qui sont différents d'un cas à l'autre, et suggèrent que l'inventivité humaine peut être un élément clé de l'adaptation spontanée. On en veut pour exemple une petite collectivité du sud-ouest des États-Unis, où le passage graduel d'une base économique agricole/industrielle à une économie axée sur le tourisme et l'installation de retraités a augmenté la tolérance à la variabilité du climat. De même, des

analyses des tendances de la mortalité liée aux conditions météorologiques entre 1964 et 1994 dans six villes des États-Unis ont montré peu de changements des taux dans les trois villes du sud, mais une baisse dans les trois villes du nord-est. Cette situation semble due à une adaptation aux stress météorologiques découlant de meilleurs soins de santé, de la climatisation et d'autres facteurs socio-économiques. L'évaluation de la vulnérabilité aux inondations dans deux collectivités du sud de l'Ontario a révélé que les réglementations locales ont imposé d'effectuer les récents aménagements d'infrastructure à l'écart des plaines inondables définies. Cependant, les améliorations apportées aux maisons construites sur ces plaines avant la réglementation, les nouveaux développements construits sur les marges des plaines et l'arrêt des programmes gouvernementaux liés aux inondations donnent à penser qu'il demeure une vulnérabilité significative face aux risques accrus découlant d'un réchauffement du climat[285-287].

En même temps, les stratégies d'adaptation visant à faire face aux effet combinés de l'élévation du niveau marin et de facteurs humains sur la viabilité de nombreux marais salés côtiers du monde entier (surtout sous les tropiques) exigeront de mener d'importantes estimations de leur valeur et de prendre des décisions de gestion quant aux perspectives tant sociales qu'écologiques[215].

REMERCIEMENTS

Cette revue a été compilée par Henry Hengeveld et Patti Edwards, conseillers scientifiques en matière de changement climatique au Service météorologique du Canada, Environnement Canada. Les auteurs tiennent à remercier de leurs critiques et apports Elizabeth Bush, Allyn Clarke, Ray Desjardins, Abdel Maarouf, Brian Mills, Sharon Smith, Eric Taylor, Bryan Tugwood, Lucy Vincent, Fiona Warren et Bob Whitewood.

RÉFÉRENCES

Abbreviations: *BAMS = Bulletin of the American Meteorological Society; CC = Climatic Change; GBC = Global Biogeochem.Cycle; GCB = Global Change Biology; GRL = Geophysical Research Letters; JGR = Journal of Geophysical Research; PNAS = Proceedings of the National Academy of Sciences*

1.0 Introduction

1. Intergovernmental Panel on Climate Change 2001. *Third Assessment Report. WG I. Climate Change 2001:The Scientific Basis* (J.T. Houghton et al. Eds). 881pp. et *WG II. Climate Change 2001:Impacts, Adaptation Vulnerability* (J.J. McCarthy et al.Eds.). 1032pp. Cambridge University Press.

2. Intergovernmental Panel on Climate Change 2000. *Land Use, Land-use Change, and Forestry*. R.T. Watson et al (Eds). 377pp. Cambridge University Press.

3. Intergovernmental Panel on Climate Change (N. Nakicenovic et al.) 2000.*Special Report on Emissions Scenarios*. 599pp. Cambridge University Press.

2.0 Changements de la composition de l'atmosphère

2.1 Dioxyde de carbone

4. Climate Monitoring and Diagnostic Laboratory 2002. Chapter 2. Carbon Cycle. In *CMDL Summary Report #26*, online à http://www.cmdl.noaa.gov/publications/annrpt26/index.html.

5. Kaplan,J.O., Prentice,I.C., Knorr,W. et Valdes,P.J. 2002. Modeling the dynamics of terrestrial carbon storage since the Last Glacial Maximum. *GRL* 29 (22), 2074, doi:10.1029/2002GL015230, 2002.

6. Qing, L., Guodong, C. et Ping'an, P. 2002. The record of atmospheric CO_2 derived from the stable isotopic composition of buried plant in perennial frozen lacustrine sediments. *Cold Region Science and Technology* 35:1:15-25.

7. Achard, F., Eva, H.D., Stibig, H-J., et al. 2002. Determination of deforestation rates of the world's humid tropical forests. *Science* 297(5583):999-1002.

8. Eve, M.D., Sperow, M., Paustian, K. et Follett, R.F. 2002. National scale estimation of changes in soil carbon stocks on agricultural lands. *Environmental Pollution* 116:3:431-438.

9. Guo, L.B. et Gifford, R.M. 2002. Soil carbon stocks and land-use change: a meta analysis. *GCB* 8:4:345-360.

10. Waddington,J.M., Warner,K.D. et Kennedy,G.W. 2002. Cutover peatlands: A persistent source of atmospheric CO_2. *GBC* 16 (1), 10.1029/2001GB001398,2002.

11. West, T.O. et Marland, G. 2002. Net carbon flux from agricultural ecosystems: methodology for full carbon cycle analyses. *Environmental Pollution* 116:3:439-444.

12. Gloor, M., Gruber, N., Sarmiento, J. et al. 2003. A first estimate of present and pre-industrial air-sea CO_2 flux patterns based on ocean interior carbon measurements and models. *GRL* 30 (1):1010, doi:10.1029/2002GL015594, 2003.

13. Gurney,K.R., Law,R.M., Denning, A.S. et 23 autres. 2002. Towards robust regional estimates of CO_2 sources and sinks using atmospheric transport models. *Nature* 415:626-630.

14. Higuchi,K., Murayama,S. et Taguchi,S. 2002. Quasi-decadal variation of the atmospheric CO_2 seasonal cycle due to atmospheric circulation changes: 1979-1998. *GRL* 29 (8), doi:10.1029/2001GL013751, 2002.

15. Hogg,E.H., Brandt,J.P. et Kochtubajda,B. 2002. Growth and dieback of aspen forests in norethwestern Alberta, Canada in relation to climate and insects. *Can. J. Forest Research 32:823-832.*

16. Ollinger,S.V., Aber,J.D., Reich,P.B. et Freuder,R.J. 2002. Interactive effects of nitrogen deposition, tropospheric ozone, elevated CO_2 and land use history on the carbon dynamics of northern hardwood forests. *GCB* 8:545-562.

17. Savard,M.M., Begin,C. et Parent,M. 2002. Are industrial SO_2 emissions reducing CO_2 uptake by the boreal forest? *Geology* 30:403-406.

18. Skinner, W.R., Flannigan, M.D., Stocks, B.J. et al. 2002. A 500 hPa synoptic wildland fire climatology for large Canadian forest fires, 1959-1996. *Theoretical and Applied Climatology* 71:3-4:157-169.

19. Gill,R.A., Polley,H.W., Johnson,H.B. et al. 2002. Nonlinear grassland responses to past and future atmospheric CO_2. *Nature* 417:279-282.

20. Norby,R.J., Hanson,P.J., O'Neill,E.G. et al. 2002. Net primary productivity of a CO_2-enriched deciduous forest and the implications for carbon storage. *Ecological Applications* 12:1261-1266.

21. Phillips, O.L. et al. Increasing dominance of large lianas in Amazonian forests. *Nature* 418(6899):770-774.

22. Evans, C.D., Freeman, C., Monteith,D.T. et al. 2002. Réponse à lettre de Tranvik et Jansson. *Nature* 415:862.

23. Grant, R.F., Oechel,W.C. et Ping,C.-L. 2003. Modelling carbon balances of coastal arctic tundra under changing climate. *GCB* 9:16-36.

24. Tranvik,L.J. et Jansson,M. 2002. Terrestrial export of organic carbon. *Nature* 415:861-862.

25. Goodale,C.L. et Davidson,E.A. 2002. Uncertain sinks in the shrubs. *Nature* 418:593-594.

26. Jackson,R.B., Banner,J.L., Jobbagy,E.G. et al. 2002. Ecosystem carbon loss with woody plant invasion of grasslands. *Nature* 418:623-626.

27. Millelo,J.M., Steudler,P.A., Abwer,J.D. et al. 2002. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system. *Science* 298:2173-2176.

28. Bates,N.R. 2002. Interannual variability in the global uptake of CO_2. *GRL* 29(5):10.1029/2001GL013571.

29. Gruber, N., Keeling, C.D. et Bates, N.R. 2002. Inter-annual variability in the North Atlantic Ocean carbon sink. *Science* 298: 5602:2374-2378.

30. Jones, C.D., Collins, M., Cox, P.M. et Spall, S.A. 2001. The carbon cycle response to ENSO: a coupled climate-carbon cycle model study. *J. Climate* 14:21:4113-4129.

31. Quay, P. 2002. In Perspectives: Climate Change. *Science* 298:5602:2344.

2.2 Autres gaz à effet de serre

32. Simpson, I.J., Blake, D.R., Rowland, F.S. et Chen, T-Y. 2002. Implications of the recent fluctuations in the growth rate of tropospheric methane. *GRL* 29(10), 10.1029/2001GL014521, 2002.

33. Etiope,G., Caracausi,A., Favara,R. et al. 2002. Methane emissions from the mud volcanoes of Sicily (Italy). *GRL* 29, 10.1029/2001GL014340, 2002.

34. Huttunen,J.T., Vaisanen,T.S., Hellsten,S.K. et al. 2002. Fluxes of CH_4, CO_2, and N_2O in hydroelectric reservoirs Lokka and Portipahta in the northern boreal zone in Finland. *GBC* 16:10.1029/2000GB001313,2002.

35. Brewer,P.G., Paull,C., Peltzer,E.T. et al. 2002. Measurements of the fate of gas hydrates during transit through the ocean water column. *GRL* 29 (22), 2081, doi:10.1029/2002GL014727, 2002.

36. Hecht,J. 2002. Earth's ancient heat wave gives a taste of things to come. *New Scientist* 173 (2372):21.,

37. Pecher,I.A. 2002. Gas hydrates on the brink. *Nature* 420:622-623.

38. Thomas, D.J., Zachos, J.C., Bralower, T.J. et al. 2002. Warming the fuel for the fire: Evidence for the thermal dissociation of methane hydrate during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Geology:* Vol. 30, No. 12, pp. 1067–1070.

39. Wood,W.T., Gettrust,J.F., Chapman,N.R. et al. 2002. Decreased stability of methane hydrates in marine sediments owing to phase-boundary roughness. *Nature* 420: 656-659.

40. Khalil,M.A.K., Rasmussen,R.A. et Shearer,M.J. 2002. Atmospheric nitrous oxide: patterns of global change during recent decades and centuries. *Chemosphere* 47:807-821.

41. Lelieveld,J., Peters,W., Dentener,F.J. et Krol,M.C. 2002. Stability of tropospheric hydroxyl chemistry. *JGR* 107 (D23), 4715, doi:10.1029/2002JD002272, 2002.

3.0 Forçage radiatif

3.1 Gaz à effet de serre

42. Wigley,T.M.L., Smith,S.J. et Prather,M.J. 2002. Radiative forcing due to reactive gas emissions. *J. Climate* 15:2690-2696.

43. Boucher,O. et Pham,M. 2002. History of sulfate aerosol radiative forcings. *GRL* 29,10.1029/2001GL014048,2002.

44. Lohmann,U. et Lesins,G. 2002. Stronger constraints on the anthropogenic indirect aerosol effect. *Science* 298:5595: 1012-1015.

45. Myhre,G., Jonson,J.E., Bartnicki,J. et al. 2002. Role of spatial and temporal variations in the computation of radiative forcing due to sulphate aerosols: A regional study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 128:973-989.

46. Chameides, W.L. et Bergin, M. 2002. Soot takes center stage. *Science* 297: 5590: 2214-2215.

47. Chung,S.H. et Seinfeld,J.H. 2002. Global distribution and climate forcing of carbonaceous aerosols. *JGR* 107(D19), 4407,doi:10.1029/2001JD001397.

48. Menon, S., Hansen, J., Nazarenko, L. et Luo, Y. 2002. Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science* 297: 5590 2250-2253.

49. Sherwood,S. 2002. A microphysical connection among biomass burning, cumulus clouds, and stratospheric moisture. *Science* 295:1272-1275.

50. Travis,D.J., Carleton,A.M. et Lauritsen,R.G. 2002. Contrails reduce daily temperature range. *Nature* 418:601.

3.2 Changement d'affectation des terres

51. Chase,T.N., Pielke,R.A. Sr., Kittel,T.G.F. et al. 2001. Relative climatic effects of landcover change and elevated carbon dioxide combined with aerosols: A comparison of model results and observations. *JGR* 106D: 31,685-31691.

52. Zhao,M. et Pitman,A.J. 2002. The impact of land cover change and increasing carbon dioxide on the extreme and frequency of maximum temperature and convective precipitation. *GRL* 29(6),10.1029/2001GL013476,2002.

3.3 Forçages naturels

53. Douglass,D.H. et Clader,B.D. 2002. Climate sensitivity of the Earth to solar irradiance. *GRL* 29: 10.1029/2002GL015345, 2002.

54. Rind, D. 2002. The Sun's role in climate variations. *Science* 296, 673-678.

55. Bertrand,C., Van Ypersele,J.-P. et Berger,A. 2002. Are natural climate forcings able to counteract the projected anthropogenic global warming? *CC* 55:413-427.

56. Stothers,R.B. 2002. Cloudy and clear stratospheres before A.D. 1000 inferred from written sources. *JGR* 107 (D23), 4718, doi:10.1029/2002JD002105, 2002.

3.4 Forçage radiatif net

57. Takemura, T., T. Nakajima, O. Dubovik, B. N. Holben, et S. Kinne, 2002: Single-scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global three-dimensional model. *J. Climate* 15: 333-352.

58. Boucher,O. et Haywood,J. 2001. On summing the components of radiative forcing of climate change. *Climate Dynamics* 18:297-302.

4.0 Modèles

4.1. Processus et développement des modèles

4.1.1 Processus en jeu dans l'atmosphère

59. Del Genio,A.D. 2002. The dust settles on water vapor feedback. *Science* 296:665-666.

60. Ingram,W.J. 2002. On the robustness of the water vapor feedback: GCM vertical resolution and formulation. *J. Climate* 15:917-921.

61. Soden,B.J., Wetherald,R.T., Stenchikov,G.L. et Robock,A. 2002. Global cooling after the eruption of Mount Pinatubo: A test of climate feedback by water vapor. *Science* 296:727-730.

62. Chou,M-D., Lindzen,R.S. et Hou,A.Y. 2002. Comments on "The Iris Hyothesis: A negative or positive cloud feedback?" *J. Climate* 15:2713-2717.

63. Lin,B., Wielicki,B.A., Chanbers,L.H. et al. 2002. The Iris Hypothesis: A negative or positive cloud feedback? *J. Climate* 15:3-7.

64. Allan,R.P. et Slingo,A. 2002. Can current climate model forcings explain the spatial and temporal signatures of decadal OLR variations? *GRL* 29, 10.1029/2001GL014620,2002.

65. Cess,R.D. et Udelhofen,P.M. 2003. Climate change during 1985-1999: Cloud interactions determined from satellite measurements. *GRL* 30 (1), 1019, doi:10.1029/2002GL016128, 2003.

66. Schnadt, C., Dameris, M., Ponater, M. et al. 2002. Interaction of atmospheric chemistry and climate and its impact on stratospheric ozone. *Climate Dynamics* 18:501-517.

67. Tarasick,D.W. et Bottenheim,J.W. 2002. Surface ozone depletion episodes in the Arctic and Antarctic from historical ozonesonde records. *Atmospheric Chemistry and Physics* 2:197-205.

4.1.2 Processus enjeulesterres.

68. Harding,R., Kuhry,P., Christensen,T.R. et al. 2002. Climate feedbacks at the tundra-taiga interface. Ambio Special Report 12:47-55.

69. Henderson-Sellers,A., Pitman,A.J. et al. 2002. Land-surface simulations improve atmospheric modeling. *EOS* 83:145,152.

70. Wang,S., Grant,R.F., Verseghy,D.L. et Black,T.A. 2002. Modelling carbon dynamics of boreal forest ecosystems using the Canadian Land Surface Scheme. *CC* 55:451-477.

71. Kergoat,L., Lafont,S., Douville,H. et al. 2002. Impact of doubled CO_2 on global-scale leaf area index and evapotranspiration: Conflicting stomatal conductance and LAI responses. JGR 107(D24),4808,doi:10.1029/2001JD001245.

4.1.3 Processus en jeu dans l'océan

72. Saenko,O.A., Flato,G.M. et Weaver,A.J. 2001. Improved representation of sea-ice processes in climate models. *Atmosphere-Ocean* 40:21-43.

4.1.4 Développement des modèles

73. Claussen,M., Mysak,L.A., Weaver,A.J. et al. 2002. Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models. *Climate Dynamics* 18:579-586.

74. Denis,B., Laprise,R., Caya,D. et Cote,J. 2002. Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother experiment. *Climate Dynamics* 18:627-646.

75. Feng, J., Leighton,H.G., MacKay,M.D. et al. 2002. A comparison of solar radiation budgets in the Mackenzie River basin from satellite measurements and a regional climate model. *Atmosphere-Ocean* 40:221-232.

76. McGuffie,K. et Henderson-Sellers,A. 2001. Forty years of numerical climate modelling. *Int. J. Climatology* 21:1067-1109

77. Turnpenny, J.R., Crossley,J.F., Hulme,M., et Osborn,T.J. 2002. Air flow influences on local climate: comparison of a regional climate model with observations over the United Kingdom. *Climate Research* 20(3): 189-202.

78. Dickinson,R.E., Zebiak,S.E., Anderson,J.L. et al. 2002. How can we advance our weather and climate models as a community? *BAMS* 83:431-434.

79. AchutaRao,K. et Sperber,K.R. 2002. Simulation of the El Nino Southern Oscillation: Results from the Coupled Model Intercomparison Project. *Climate Dynamics* 19:191-209

80. Lambert,S.J., Sheng,J. et Boyle,J. 2002. Winter cyclone frequencies in thirteen models participating in the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIPI). *Climate Dynamics* 19:1-16.

81. Räisänen,J. 2002. CO_2-induced changes in interannual temperature and precipitation variability in 19 CMIP2 experiments. *J. Climate* 15:2395-2411.

82. Smith, T.M., Karl,T.R. et Reynolds,R.W. 2002. How accurate are climate simulations? *Science* 296: 483-484.

83. Walsh,J.E., Kattsov,V.M., Chapman,W.L. et al. 2002. Comparison of etic climate simulations by uncoupled and coupled climate models. *J. Climate* 15:1429-1446.

84. Giorgi,F. 2002. Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part I: Observations. *Climate Dynamics* 18:675-691.

85. Giorgi,F. 2002. Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part II: AOGCM simulations. *Climate Dynamics* 18:693-708.

86. Jonsson,A., de Grandpre,J. et McConnell,J.C. 2002. A comparison of mesospheric temperatures from the Canadian Middle Atmosphere Model and HALOE observations: zonal mean and signature of the solar diurnal tide. *GRL* 29, doi: 10.1029/2001GL014476, 2002.

4.2 Simulations et projections des modèles

87. Yu,B. et Boer,G.J. 2002. The roles of radiation and dynamical processes in the El Niño-like response to global warming. *Climate Dynamics* 19:539-553.

88. Douville,H., Chauvin,F., Planton,S. et al. 2002. Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Climate Dynamics* 20:45-68.

89. Gillett,N.P., Allen,M.R., McDonald,R.E. et al. 2002. How linear is the Arctic Oscillation response to greenhouse gases? *JGR* 107(D3), doi:10.1029/2001JD000589, 2002.

90. Liu,P., Meehl,G.A. et Wu,G. 2002. Multi-model trends in the Sahara induced by increasing CO_2. *GRL* 29 (18), 1881, doi:10.1029/2002GL015923, 2002.

91. Raper, S.C.B., Gregory, J.M., Stouffer, et al. 2002. The role of climate sensitivity and ocean heat uptake in AOGCM transient temperature response. *J. Climate* 15, 124-130.

92. Wilby,R.L. et Wigley,T.M.L. 2002. Future changes in the distribution of daily precipitation totals across North America. *GRL* 29 (7), doi:10.1029/2001GL013048, 2002.

93. Gregory,J.M., Stott,P.A., Cresswell,D.J. et al. 2002. Recent and future changes in Arctic sea ice simulated by the HadCM3 AOGCM. *GRL* 29 (24) 2175, doi:10.1029/2001GL014575, 2002

94. Hansen,J., Sato,M., Nazarenko,L. et al. 2002. Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations. *JGR* 107:4347-4384.

95. Knutti,R., Stocker,T.F., Joos,F. et Plattner,G.-K. 2002. Constraints on radiative forcing and future climate change from observations and climate model ensembles. *Nature* 416:719-723.

96. Stott,P.A. et Kettleborough,J.A. 2002. Origins and estimates of uncertainty in predictions of twenty-first century temperature rise. *Nature* 416:723-726.

97. Zwiers, F. 2002. The 20-year forecast. *Nature* 416:690-691.

98. Vellinga,M. et Wood,R.A. 2002. Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. *CC* 54:251-267.

5.0 Tendances

5.1 Les 400 000 dernières années

5.1.1 Cycles glaciaire-interglaciaire.

99. Berger,A. et Loutre,M.F. 2002. An exceptionally long interglacial ahead? *Science* 297:1287-1288.

100. Crowley,T.J. 2002. Cycles, cycles everywhere. *Science* 295:1473-1474.

101. Crucifix,M. et Loutre,M.F. 2002. Transient simulations over the last interglacial period (126-115 kyr BP): feedback and forcing analysis. *Climate Dynamics* 19:417-433.

102. Pepin, L., Raynaud,D., BarnolaJ.-M. et Loutre,M.F. 2001. Hemispheric roles of climate forcings during glacial-interglacial transitions as deduced from the Vostok record and LLN-2D model experiments. *JGR* 106(D23): 31,885-31,91892.

103. Yoshimori,M., Reader,M.C., Weaver,A.J. et McFarlane,N.A. 2002. On the causes of glacial inception at 116 kaBP. *Climate Dynamics* 18:383-402.

5.1.2 Anomalies climatiques brutales

104. Clark, P.U., Pisias, N.G., Stocker, T.S., et Weaver, A.J., 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change: *Nature*, v. 415, p. 863-869.

105. Colman, S.M. 2002. A Fresh Look at Glacial Floods. *Science* 2002 296: 1251-1252.

106. Goosse,H., Renssen,H., Selten,F.M. et al. 2002. Potential causes of abrupt climate events: A numerical study with a three-dimensional climate model. *GRL* 29 (18), 1860, doi:10.1029/2002GLo14993, 2002.

107. Schmittner,A., Yoshimori,M. et Weaver,A.J. 2002. Instability of glacial climate in a model of the ocean-atmosphere-cryosphere system. *Science* 295:1489-1493.

108. Schulz, M., Paul,A. et Timmermann, A. 2002. Relaxation oscillators in concert: A framework for climate change at millennial timescales during the late Pleistocene. *GRL* 10.1029/2002GL016144, 2002.

109. Stott,L., Poulsen,C., Lund,S. et Thunell,R. 2002. Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science* 297:222-230.

5.2 Présent interglaciaire

5.2.1 Holocène

110. Ackert,R.P.Jr. 2003. An ice sheet remembers. *Science* 299:57-58.

111. Stone,J.O., Balco,G.A., Sugden,D.E. et al. 2003. Holocene deglaciation of Marie Byrd Land, West Antarctica. *Science* 299:99-102.

112. Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., et Anderson D.M. 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420: 162-165.

5.2.2 Le dernier millénaire

113. Cohen,A.L., Owens,K.E., Layne,G.D. et Shimizu,N. 2002. The effect of algal symbionts on the accuracy of Sr/Ca paleotemperatures from coral. *Science* 296:331-334.

114. Beltrami,H. 2002. Earth's long-term memory. *Science* 297:206-207

115. Majorowicz,J., Safanda,J. et Skinner,W. 2002. East to west retardation in the onset of the recent warming across Canada inferred from inversions of temperature logs. *JGR* 107 (B10) 2227, doi:q0.1029/2001JB000519,2002.

116. Mann,M.E. 2002. The value of multiple proxies. *Science* 297:1481-1482.

117. Shrag,D.P. et Linsley,B.K. 2002. Corals, chemistry and climate. *Science* 296:277-278.

118. Briffa,K.R. et Osborn,T.J. 2002. Blowing hot and cold. *Science* 2002 295: 2227-2228.

119. Cook, E.R., Palmer, J.G., D'Arrigo, R.D. 2002: Evidence for a 'Medieval Warm Period' in a 1100 year tree-ring reconstruction of past austral summer temperatures in New Zealand. *GRL*. 29 (14) 10.1029/2001GL014580, 2002.

120. Esper, J., Cook, E.R. et Scheingruber, F.H. 2002. Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science* 295:2250-2253.

121. St. George, S. et Nielsen, E. 2002. Hydroclimatic change in southern Manitoba since A.D. 1409 inferred from tree rings. *Quaternary Research* 58:2 : 103-111.

5.3 Le dernier siècle

5.3.1 Méthodologies de reconstruction de climats

122. Milewska, E. et Hogg, W.D. 2002. Continuity of climatological observations with automation B temperature and precipitation amounts from AWOS (Automated Weather Observing System). *Atmosphere-Ocean* 40:3 : 333-359.

123. Trenberth, K.E., Karl, T.R., et Spence, T.W. 2002. The need for a systems approach to climate observations. *BAMS* 83:11 : 1593-1602.

124. Vincent,L.A., Zhang,X., Bonsal,B.R. et Hogg,W.D. 2002. Homogenization of daily temperatures over Canada. *J. Climate* 15:1322-1334.

125. Whitfield,P.H., Bodtker,K., Cannon,A.J. 2002. Recent variations in seasonality of temperature and precipitation in Canada. *Int. J. Climatology* 22:1617-1644.

5.3.2 Température

126. Hegerl, G.C. et Wallace, J.M. 2002. Influence of patterns of climate variability on the difference between satellite and surface temperature trends. *Journal of Climate* 15:17: 2412-2428.

127. Jin, M. et Dickinson, R.E. 2002. New observational evidence for global warming from satellite. *GRL* 29 (10), doi:10.1029/2001GL013833, 2002.

128. Lindzen,R.S. et Giannitsis,C. 2002. Reconciling observations of global temperature change. *GRL* 29 doi: 10.1029/2001GL014074, 2002.

129. Stone, D.A. et Weaver, A.J. 2002. Daily maximum and minimum temperature trends in a climate model. *GRL* 29 (9), 10.1029/2001GL014556, 2002.

130. British Columbia Ministry of Water, Land and Air Protection. 2002. Climate Change in British Columbia. http://wlapwww.gov.bc.ca/pac/climate/ccprint_page/ccindicator_print.html.

131. Doran, P.T., Priscu, J.C., Lyons, W.B. et al. 2002. Antarctic climate cooling and terrestrial ecosystem response. *Nature* 415: 517-520.

132. Keimig,F.T. et Bradley,R.S. 2002. Recent changes in wind chill temperatures at high latitudes in North America. *GRL* 29, 10.1029/2001GL013228, 2002.

133. Polyakov,I.V., Alekseev,G.V., Bekryaev,R.V. et al. 2002. Observationally based assessment of polar amplification of global warming. GRL 29 (18), 1878, doi:10.1029/2001GL011111, 2002.

134. Przyblak,R. 2002. Changes in seasonal and annual high-frequency air temperature variability in the Arctic from 1951-1990. *Int. J. Climatology* 22:1017-1032.

135. Robinson,W.A., Reudy,R. et Hansen,J.E. 2002. General circulation model simulations of recent cooling in the east-central United States. *JGR* 107(D24),4748,doi: 10.1029/2001JD001577.

136. Turner,J., King,J.C., Lachlan-Cope,T.A. et Jones,P.D. 2002. Recent temperature trends in Antarctica. *Nature* 418:291-292.

137. Walsh,J.E., Doran, P.T., Priscu,J.C. et al. Réponse à Turner,J., King,J.C., Lachlan-Cope,T.A. et Jones,P.D. re Recent temperature trends in the Antarctic. *Nature* 418:292.

138. Beltrami,H., Smerdon,J.E., Pollack,H.N. et Huang,S. 2002. Continental heat gain in the global climate system. *GRL* 29 (8), doi:10.1029/2001GL014310, 2002.

5.3.3 Hydrologie

139. Hoerling, M., Kumar, A. 2003. The perfect ocean for drought. *Science* 299:5607: 691-694.

140. Roderick, M.L. et Farquhar, G.D. 2002. The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years. *Science* 298 : 1410-1411.

141. Thomson,D.M., Shaffer,G.P. et McCorquodale,J.A. 2002. A potential interaction between sea level rise and global warming: implications for coastal stability on the Mississippi River deltaic plain. *GBC* 32:49-59.

142. Cunderlik,J.M. et Burn,D.H. 2002. Local and regional trends in monthly maximum flows in Southern British Columbia. *Can. Water Resources J.* 27:191-212.

143. Gagnon,A.S. et Gough,W.A. 2002. Hydro-climatic trends in the Hudson Bay region, Canada. *Canadian Water Resources J.* 27:245-261.

144. Grover,E.K. et Sousounis,P.J. 2002. The influence of large-scale flow on fall precipitation systems in the Great Lakes Basin. *J. Climate* 15:1943-1956.

145. Michaud,Y., Rivard,C., Benhammane,S. et al. 2002. Evaluation preliminaire des impacts potentiels des changements climatiques sur les ressources en eau souterraine dans l'est du Canada. Proc. 55th Canadian Geotechnical and 3rd Joint IAH-CNC and CGS Groundwater Specialty Conferences (D. Stolle et al. eds); pp 673-680.

146. Spence,C. 2002. Streamflow variability (1065 to 1998) in five Northwest territories and Nunavut rivers. *Can. Water Resources J.* 27:135-154.

5.3.4 Cryosphère

147. Kaiser,J. 2002. Breaking up is far too easy. *Science* 297:1494-1495.

148. Long,D.G., Ballantyne,J. et Bertoia,C. 2002. Is the number of Antarctic icebergs really rising? *EOS Transactions* 83:474.

149. Rignot, E. et Jacobs, S. 2002. Rapid bottom melting widespread near Antarctic Ice Sheet grounding lines. *Science* 296 (5575): 2020-2023.

150. Zwally,H.J., Abdalati,W., Herring,T. et al. 2002. Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. *Science* 297:218-222.

151. Oerlemans,J. 2002. Global dynamics of the Antarctic ice sheet. *Climate Dynamics* 19:85-93.

152. Rignot,E. et Thomas,R.H. 2002. Mass balance of polar ice sheets. *Science* 297:1502-1506.

153. Arendt,A.A., Echelmeyer,K.A., Harrison,W.D. et al. 2002. Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level. *Science* 297:382-386.

154. Braithwaite,R.J. 2002. Glacier mass balance: the first 50 years of international monitoring. *Progress in Physical Geography* 26:76-95.

155. Gasse,F. 2002. Kilimanjaro's secrets revealed. *Science* 289:548-549.

156. McDowell, M. 2002. Melting ice triggers Himalayan flood warning. *Nature*, 416, 776.

157. Meier,M.F. et Dyurgerov,M.B. 2002. How Alaska affects the world. *Science* 297:350.

158. Reichert,B.K., Bengtsson,L. et Oerlemans,J. 2002. Recent glacier retreat exceeds internal variability. *J. Climate* 15:21: 3069-3081.

159. Thompson,L.G., Mosley-Thompson,E., Davis,M.E. et al. 2002. Kilimanjario ice core records: Evidence of Holocene climate change in tropical Africa. *Science* 298:589-593.

160. Comiso, J.C. A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic. 2002. *GRL* 29 (1956 doi:10.1029/2002GL015650, 2002.

161. Kerr,R.A. 2002. A warmer Arctic means change for all. *Science* 297:1490-92.

162. Rigor,I.G., Wallace,J.M. et Colony,R.L. 2002. Response of sea ice to the Arctic Oscillation. *J. Climate* 15:2648-2663.

163. Stone, R.S., Dutton, E.G., Harris, M. et Longenecker, D. 2002. Earlier spring snowmelt in northern Alaska as an indicator of climate change. *JGR* 107 (D10), 10.1029/2000JD000286, 2002.

164. Goldman,E. 2002. Even in the high Arctic, nothing is permanent. *Science* 297:1493-94.

165. Romanovsky,V., Burgess, M., Smith,S., Yoshikawa,K. et Brown,J. 2002. Permafrost temperature records: Indicators of climate change. *EOS Transactions* 83:589,593-594.

5.3.5 Circulation et variabilité

166. Boyd,T.J., Steele,M., Muench,R.D. et Gunn,J.T. 2002. Partial recovery of the Arctic Ocean halocline. *GRL* 29, 10.1029/2001GL014157, 2002.

167. Mortiz,R.E., Bitz,C.M. et Steig,E.J. 2002. Dynamics of recent climate change in the Arctic. *Science* 297:1497-1502.

168. Proshutinsky,A., Bourke,R.H. et McLaughlin,F.A. 2002.The role of the Beaufort Gyre in Arctic climate variability: Seasonal to decadal climate scales. *GRL* 29 (23), 2100, doi:10.1029/2002GL015847, 2002

169. Przybylak,R. 2002. Variability of Total and Solid Precipitation in the Canadian Arctic from 1950 to 1995. *Int J Climatology* 22(4): 395-420.

170. Bograd,S., Schwing,F., Mendolssohn,R. et Green-Jensen,P. 2002. On the changing seasonality over the North Pacific. *GRL* 29 (9), doi:10.1029/2001GL013790, 2002..

171. McPhaden, M.J. et Zhang,D. 2002. Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean. *Nature* 415:603-608.

172. Moore,G.W.K., Holdsworth,G. et Alverson,K. 2002. Climate change in the North pacific region over the past three centuries. *Nature* 420:401-403.

173. Wang, B., et An,S.-I. 2002: A mechanism for decadal changes of ENSO behavior: Roles of background wind changes. *Climate Dynamics*, 18, 475-486.

174. Thompson, D.W.J. et Solomon, S. 2002. Interpretation of recent southern hemisphere climate change. *Science* 296:5569:895-899.

175. Kerr,R.A. 2002. A single climate mover for Antarctica. *Science* 296:825-826.

176. Anderson, D.M., Overpeck, J.T. et Gupta, A.K. 2002. Increase in the Asian southwest monsoon during the past four centuries. *Science* 297(5581): 596-599.

177. Black, D.E. 2002. The rains may be a-comin'. *Science* 297(5581): 528-529.

178. Lozano,I. et Swail,V. 2002. The link between wave height variability in the North Atlantic and the storm track activity in the last four decades. *Atmosphere-Ocean* 40:377-388.

179. Wang,X.L. et Swail,V.R. 2002. Trends of Atlantic wave extremes as simulated in a 40-yr wave hindcast using kinematically reanalyzed wind fields. *J. Climate* 15:1020-1035.

5.3.6 Extrêmes

180. Frich, P., Alexander,L.V., P. Della-Marta, et al. 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Research* 19(3): 193-212.

181. Milly, P.C.D., Wetherald,R.T., Dunne,K.A. et Delworth,T.L. 2002. Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature* 415:514-517.

182. Schnur,R. 2002. Climate science – the investment forecast. *Nature* 415:483-484.

183. Vinnikov,K.Y. et Robock,A. 2002. Trends in moments of climatic indices. *GRL* 29 (2), doi:10.1029/2001GL014025, 2002.

5.3.7 Écologie

184. Jensen,M.N. 2003. Climate change: consensus on ecological impacts remains elusive. *Science* 299:38.

185. Parmesan,C. et Yohe,G. 2003. A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature* 421:37-42.

186. Root,T.L., Price,J.T., Hall,K.R. et al. 2003. Fingerprints of global warming on wild animals and plants. *Nature* 421:57-60.

187. Taylor A. H., Allen JI et Clark P. A. 2002. Extraction of a weak climatic signal by an ecosystem. *Nature* 416: 629-632.

188. Walther, G.-R., Post,E., Convey, P., Menzel,A. et al. 2002. Ecological responses to recent climate change. *Nature* 416: 389-395.

189. Beaugrand,G., Reid,P.C., Ibanez,F. et al. 2002. Reorganization of North Atlantic marine copepod biodiversity and climate. *Science* 296:1692-1694.

190. Stirling,I. 2002. Polar bears and seals in the Eastern Beaufort Sea and Amundsen Gulf: A synthesis of population trends and ecological relationships over three decades. *Arctic* 55:59-76.

5.3.8 Socio-économie

191. Garnett., R. The Canadian Prairie Drought of 2001: a four billion dollar shortfall? *CMOS Bulletin* 30(2): 37-38.

192. Schiermeier, Q. 2003. Insurers left reeling by disaster year. *Nature* 421:6619:99. Shiermeier reports on the results of Munich Re's annual survey of natural disasters and ensuing economic losses (see www.munichre.com).

193. Townsend, M. 2002. Environmental Refugees. *The Ecologist* 32(6): 22-25.

5.3.9 Détection/attribution

194. Banks,H. et Wood,R. 2002. Where to look for anthropogenic climate change in the ocean. *J. Climate* 15:879-892.

195. Pearce,F. 2002. Hot enough for you? *Ecologist* 32 (2): 38-42.

196. Risbey, J.S et Kandlikar, M. 2002. Expert assessment of uncertainties in detection and attribution of climate change. *BAMS* 83: 1317-1325

197. Thorne,P.W., Jones,P.D., Osborn,T.J. et al. 2002. Assessing the robustness of zonal mean climate change detection. *GRL* 29 (19), 1920, doi:10.1029/2002GL015717, 2002.

198. Gillett, N.P., Hegerl G.C., Allen M.R. et al. 2002. Reconciling two approaches to the detection of anthropogenic influence on climate. *J. Climate*, 15, 326-329.

199. Gillett,N.P., Zwiers,F.W., Weaver,A.J. et al. 2002. Detecting anthropogenic influence with a multi-model ensemble. *GRL* 29 (20), 1970, doi:10.1029/2002GL015836, 2002.

200. Kaufmann, R.K. et Stern,D.I. 2002. Co-integration analysis of hemispheric temperature relations. *JGR* 107(D2) 10.1029/2000JD000174, 2002.

201. Reichert, B.K., Schnur R., et Bengtsson L. 2002. Global ocean warming tied to anthropogenic forcing. *GRL* 29 (11), 10.1029/2001GL013954, 2002.

202. Tett,S.F.B., Jones,G.S., Stott,P.A. et al. 2002. Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change. *JGR* 107 (D16), 10.1029/2002JD000028, 2002.

203. Dickson,B., Yashayaev,I., Meincke,J. et al. 2002. Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature* 416:832-836.

204. Liepert,B.G. 2002. Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1061 to 1990. *GRL* 29 (10), doi:10.1029/2002GL014910, 2002.

205. Wang,P.-H., Minnis,P., Wielicki,B.A. et al. 2002. Satellite observations of long-term changes in tropical cloud and outgoing longwave radiation from 1985 to 1998. *GRL* 29 (10), doi:10.1029/2001GL0154264, 2002.

6.0 Impacts

6.1 Méthodologie

206. Kharin,V.V. et Zwiers,F.W. 2002. Climate predictions with multimodel ensembles. *J. Climate* 15:793-799.

207. Kysely,J. 2002. Comparison of extremes in GCM-simulated, downsclaed and observed central-European temperature series. *Climate Research* 20:211-222.

208. Katz, R.W., 2002: "Techniques for estimating uncertainty in climate change scenarios and impact studies." *Climate Research*, 20, 167-185.

6.2 Ressources et phénomènes hydrologiques

209. Loukas,A., Vasiliades,L. et Dalezios,N.R. 2002. Climatic impacts on the runoff generation processes in British Columbia, Canada. *Hydrology and Earth System Sciences* 6:211-227.

210. Wetherald,R.T. et Manabe,S. 2002. Simulation of hydrologic changes associated with global warming. *JGR* 107(D19),4379,doi:10.1029/2001JD001195.

6.3 Agriculture

211. Belanger,G., Rochette,P., Castonguay,Y. et al. 2002. Climate change and winter survival of perennial forage crops in eastern Canada. *Agronomy Journal* 94:1120-1130.

212. Southworth,J., Pfeifer,R.A., Habeck,M. et al. 2002. Sensitivity of winter wheat yields in the Midwestern United States to future changes in climate, climate variability and CO_2 fertilization. *Climate Research* 22:73-86.

213. Tubiello,F.N., Rosenzweig,C, Goldberg,R.A. et al. 2002. Effects of climate change on US crop production: simulation results using two different GCM scenarios. Part I: Wheat, potato, maize and citrus. *Climate Research* 20(3): 259-270.

214. Cohen, R.D.H., Sykes, C.D. Wheaton, E.E. et Stevens, J. P., 2002. Evaluation of the effects of climate change on forage and livestock production and assessment of adaptation strategies on the Canadian Prairies. CCAF Report. SRC Publication No. 11363-1E02.

6.4 Écosystèmes naturels

215. Adams,P. 2002. Saltmarshes in a time of change. *Environmental Conservation* 29:39-61.

216. Bakkenes, M., Alkemade, J.R.M., Ihle, F. et al. 2002. Assessing effects of forecasted climate change on the diversity and distribution of European higher plants for 2050. *GCB*, 8: 390-407.

217. Percy,K.E., Awmack,C.S., Lindroth,R.L. et al. 2002. Altered performance of forest pests under atmospheres enriched by CO_2 and O_3. *Nature* 420:403-407.

218. Percy,K.E., Legge,A.H. et Krupa,S.V. 2002. *Tropospheric ozone: A continuing threat to global forests?* Chapter 4 in Air Pollution, Global Change and Forests in the New Millennium (D.F. Karnosky et al. eds.), Elsevier.

219. Shaw, M.R., Zavaleta, E.S., Chiariello, N.R. et al. 2002. Grassland responses to global environmental changes suppressed by elevated CO_2. *Science* 298:5600: 1987-1990.

220. Skre,O., Baxter,R., Crawford,R.M.M. et al. 2002. How will the tundra-taiga interface respond to climate change? *Ambio Special Report* 12:37-46.

221. Bale, J. S., Masters, G.J., Hodkinson, I.D. et al. 2002. Herbivory in global climate change research: direct effects of rising temperature on insect herbivores. *GCB*, 8: 1-16.

222. Fleming, R.A., Candau, J-N, McAlpine, R.S. 2002: Landscape-scale analysis of interactions between insect defoliation and forest fire in central Canada. *CC* 55 : 251-272.

223. Harvell, C.D., Mitchell, C.E., Ward, J.R. et al. 2002. Climate warming and disease risks for terrestrial and marine biota. *Science* 296 (5576): 2158-2162.

224. Croxall,J.P., Trathan,P.N. et Murphy,E.J. 2002. Environmental change and Antarctic seabird populations. *Science* 297:1510-1513.

225. Humphries, M.M., Thomas, D.W. et Speakman, J.R. 2002. Climate-mediated energetic constraints on the distribution of hibernating mammals. *Nature* 418:313-316.

226. McLaughlin,J.F., Hellman,J.J., Boggs,C.L. et Erhlich,P.R. 2002. Climate change hastens population extientions. *PNAS* 10.1073/pnas.052131199.

227. Quinlan,R., Leavitt,P.R., Dixit,A.S. et al. 2002. Landscape effects of climate, agriculture and urbanization on benthic invertebrate communities of Canadian prairie lakes. *Limnol. Oceanogr.* 47:378-391.

228. Finney, B.P., Gregory-Eaves, I., Douglas, M.S.V. et Smol, J.P. 2002. Fisheries productivity in the northeastern Pacific Ocean over the past 2,200 years. *Nature* 416: 6882: 729-733.

229. Helmuth, B., Harley, C.D.G., Halpin, P.M. et al. 2002. Climate change and latitudinal patterns of intertidal thermal stress. *Science* 298: 5595: 1015-1017.

230. Dallimore,S.R., Collett,T.S., Weber,M. et Uchida,T. 2002. Drilling program investigates permafrost gas hydrates. *EOS* 83:193, 198.

6.5 Cryosphère et niveau de la mer

231. Haeberli,W. et Burn,C.R. 2002. *Natural hazards in forests: Glacier and permafrost effects as related to climate change.* Chapter 9 in Environmental Change and Geomorphic Hazards in Forests (R.C. Sidle, ed.). IUFRO Research Series 9. CABI Publishing, Wallingford/New York.

232. Nelson,F.E., Anisimov,O.A. et Shiklomanov,N.I. 2002. Climate change and hazard zonation in the circum-Arctic permafrost regions. *Natural Hazards* 26:203-225.

233. Stendel,M. et Christensen,J.H. 2002. Impact of global warming on permafrost conditions in a coupled GCM. *GRL* 29 (13), doi:10.1029/2001GL014345, 2002.

234. Van Lipzig,N.P.M., Van Meijgaard,E. et Oerlemans,J. 2002. Temperature sensitivity of the Antarctic surface mass balance in a regional atmospheric climate model. *J. Climate* 15:2758-2774.

235. Vaughan, D.G. et Spouge, J.R. Risk estimation of collapse of the West Antarctic Ice Sheet. *CC* 52:1-2:65-91.

236. Williams,M.J.M., Warner,R.C. et Budd,W.F. 2002. Sensitivity of the Amery Ice Shelf, Antarctica, to changes in the climate of the Southern Ocean. *J. Climate* 15:2740-2757.

6.6 Extrêmes

237. Loukas, A., Vasiliades,L. et Dalezios,N.R. 2002. Potential climate change impacts on flood producing mechanisms in southern British Columbia, Canada using the CGCMA1 simulation results. *J. Hydrology* 259(1-4): 163-188.

238. Mirza,M.M.Q. 2002. Global warming and changes in the probability of occurrence of floods in Bangladesh and implications. *Global Environmental Change* 12:127-138.

239. Palmer,T.N. et Raisanen,J. 2002. Quantifying the risk of extreme seasonal precipitation events in a changing climate. *Nature* 415:512-514.

240. Prowse,T.D. et Beltaos,S. 2002. Climatic controls of river-ice hydrology: a review. *Hydrological Processes* 16: 805-822.

241. Voss,R., May,WE. et Roeckner,E. 2002. Enhanced resolution modeling study on anthropogenic climate change: Changes in extreme events of the hydrological cycle. *Int. J. Climatology* 22:755-777.

242. Rosenzweig, C.R., Tubiello, F.N., Goldberg, R., E. Mills et J. Bloomfield. 2002. Increased crop damage in the US from excess precipitation under climate change. *Global Environmental Change* 12:3: 197-202.

6.7 Socio-économie

243. MacKenzie,D. 2002. Arctic meltdown. New Scientist 173 (2332):5.

7.0 Politiques

7.1 Le débat science-politiques

244. Kennedy,D. 2002. POTUS and the fish. *Science* 297:477.

245. O'Neill, B.C. et Oppenheimer,M. 2002. Dangerous Climate Impacts and the Kyoto Protocol. *Science* 296(5575): 1971-1972.

246. Pielke,R.Jr. et Carbone,R.E. 2002. Weather impacts, forecasts and policy. *BAMS* 83:393-403.

247. Reidlinger, D. et Berkes, F. 2001. Contributions of traditional knowledge to understanding climate change in the Canadian Arctic. *Polar Record* 37:203:315-328.

248. Tickell,C. 2002. Communicating climate change. *Science* 297:737.

249. MacCracken, M.C. 2002. Do the Uncertainty Ranges in the IPCC and U. S. National Assessments Account Adequately for Possibly Overlooked Climatic Influences? An Editorial Comment. *CC* 52: 13-23, 2002.

250. Pielke,R. Sr. 2002. State climatologists issue policy on climate change. EOS 83:166.

251. Pielke,R.A. Jr. 2002. Policy, politics and perspective. *Nature* 416:367-368.

252. Pielke, R.A. Sr., 2002: Overlooked issues in the U.S. National Climate and IPCC assessments. *CC* 52: 1-11.

253. Pittock,A.B. 2002. What next for IPCC? *Environment* 44:21-36.

254. Randerson, J. No easy answer. Trees aren't going to solve the problem of global warming. *New Scientist* 174(2338):16.

255. Schneider, S. 2002. Misleading math about the Earth B Global warming: Neglecting the complexities. *Scientific American* 286(1): 62-65.

256. Showstack, R. 2002. Atmospheric scientists examine issues in policy-driven research. *EOS* 83(23): 274.

257. Wigley,T.M.L. et Raper,S.C.B. 2002. Reasons for larger warming projections in the IPCC Third Assessment Report. *J. Climate* 15:2945-2952.

258. Berkhout,F., Hetin,J. et Jordan,A. 2002. Socio-economic futures in climate change impact assessment: using scenarios as learning machines. *GEC* 12:83-95.

259. Toth,F.L., Bruckner,T., Fussel,H.-M. et al. 2002. Exploring options for global climate policy: A new analytical framework. *Environment* 44 (June):24-34.

260. Van Asselt,M.B.A. et Rotmans,J. 2002. Uncertainty in Integrated Assessment Modelling. *CC* 54:75-102.

261. Hansen, J.E. et Sato,M. 2001. Trends of measured climate forcing agents. *PNAS* 98:14778-14783.

262. Hansen,J.E. 2002. A brighter future: A response to Don Wuebbles. *CC* 52:435-440.

263. Schneider,S.H. 2002. Can we estimate the likelihood of climatic changes at 2100? *CC* 52:441-451.

264. Wuebbles,D.J. 2002. Oversimplifying the greenhouse. *CC* 52:431-434.

265. Fearnside,P.M. 2002. Why a 100-year time horizon should be used for global warming mitigation calculations. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* 7:19-30.

266. Pearce,F. 2002. Cap a landfill- save a planet. *New Scientist* 173 (2330):6-7.

267. Sygna,L., Fuglestvedt,J.S. et Aaheim,H.A. 2002. The adequacy of GWPs as indicators of damage costs incurred by global warming. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* 7:45-62.

7.2 Atténuation

268. Den Elzen,M. et Schaeffer,M. 2002. Responsibility for past and future global warming: Uncertainties in attributing anthropogenic climate change. *CC* 54:29-73.

269. Grubb,M.J., Hope,C. et Fouquet,R. 2002. Climatic implications of the Kyoto Protocol: The contribution of international spillover. *CC* 54:11-28.

270. Metz,B, Berk,M., den Elzen,M. et al. 2002. Towards an equitable global climate change regime: compatibility with Article 2 of the Climate Change Convention and the link with sustainable development. *Climate Policy* 2:211-230.

271. Bruant,R.G.Jr., Celia,M.A., Guswa,A.J. et Peters,C.A. 2002. Safe storage of CO_2 in deep saline aquifers. *Environmental Science and Technology* 36:240A-245A.

272. Fearnside,P.M. 2002. Greenhouse gas emissions from a hydroelectric reservoir (Brazil's Tucurui Dam) and the energy policy implications. *Water, Air and Soil Pollution* 133:69-96.

273. Fiore,A.M., Jacob,D.J., Field,B.D. et al. 2002. Linking ozone pollution and climate change: The case for controlling methane. *GRL* 29 (19), 1919, doi:10.1029/2002GL015601, 2002.

274. Schulze,E.-D., Valentini,R. et Sanz,M.-J. 2002. The long way from Kyoto to Marakesh: Implications of the Kyoto Protocol negotiations for global ecology. *GCB* 8:505-518.

275. Leckie,D.G., Gillis,M.D. et Wulder,M.A. 2002. Deforestation estimation for Canada under the Kyoto Protocol: A design study. *Can. J. Remote Sensing* 28:672-678.

276. McCarty, G.W. et Ritchie, J.C. 2002. Impact of soil movement on carbon sequestration in agricultural ecosystems. *Environmental Pollution* 116(3):423-430.

277. Nowak, D.J. et D.E. Crane, 2002. Carbon storage and sequestration by urban trees in the USA. *Environmental Pollution* 116: 381-389.

278. Peng, C., Jiang, H., Apps, M.J. et Zhang, Y. 2002. Effects of harvesting regimes on carbon and nitrogen dynamics of boreal forests in central Canada: a process model simulation. *Ecological Modelling* 155:2-3:177-189.

279. Reeder, J.H. et Schuman,G.E. 2002. Influence of livestock grazing on C sequestration in semi-arid mixed-grass and short-grass rangelands. *Environmental Pollution* 116:457-463.

280. Ridgwell,A.J., Maslin,M.A. et Watson,A.J. 2002. Reduced effectiveness of terrestrial carbon sequestration due to an antagonistic response of ocean productivity. *GRL* 29 (6), 10.1029/2001GL014304, 2002.

281. Schuman,G.E., Janzen, H.H. et Herrick,J.E. 2002. Soil carbon dynamics and potential carbon sequestration by rangelands. *Environmental Pollution* 116:391-396.

7.3 Adaptation

282. Beg,N., Morlot,J.C., Davidson,O. et al. 2002. Linkages between climate change and sustainable development. *Climate Policy* 2:129-144.

283. Burton,I., Huq,S., Lim,B. et al. 2002. From impacts assessment to adaptation priorities: the shaping of adaptation policy. *Climate Policy* 2:145-159.

284. Dolan,A.H. 2002. Characterizing vulnerability to climate change. *CMOS Bulletin* 30:104-106.

285. Finan,T.J., West,C.T., Austin,D. et McGuire,T. 2002. Processes of adaptation to climate variability: a case study for the US southwest. *Climate Research* 21:299-310.

286. Davis, R.E., Knappenberger, P.C. Novicoff, W.M. et Michaels, P.J. 2002. Decadal changes in heat-related mortality in the eastern United States. *Climate Research* 22:2:175-184.

287. Pal,K. 2002. Assessing community vulnerability to flood hazard in southern Ontario. *Can. Water Resources J.* 27:155-173.